

Tonminerale im Muschelkalk Nordost-Bayerns

von
Werner Truckenbrodt
aus Coburg

1976

1977 # 74

Tonminerale im Muschelkalk Nordost-Bayerns

Den Naturwissenschaftlichen Fachbereichen
der Friedrich-Alexander-Universität
Erlangen-Nürnberg
zur Erlangung des Doktorgrades



vorgelegt von
Werner Truckenbrodt
aus Coburg

Als Dissertation genehmigt von den Naturwissenschaftlichen
Fachbereichen der Universität Erlangen-Nürnberg.



Tag der mündlichen Prüfung:

26. Februar 1976

Vorsitzender der Promotionskommission:

Prof. Dr. H. Remmert

Erstberichterstatte:

Priv.-Doz. Dr. W. M. Bausch

Zweitberichterstatte:

Prof. Dr. H. - J. Kuzel

	Seite
Danksagung	1
1. Einleitung und Problemstellung	2
2. Geologischer Überblick	3
3. Probennahme	4
4. Probenaufbereitung und Untersuchungsverfahren	6
5. Identifikation der Tonminerale	8
5.1 Methodisches	8
5.2 Einzelminerale	9
5.21 Illit und Smektit-Illit-Wechselagerungen .	9
5.22 Kaolinit	11
5.23 Chlorit	12
5.24 Smektit	13
5.25 Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen	13
5.26 Glaukonit	15
6. Semiquantitative Analyse	16
7. Profile und Tonmineralverteilung	21
7.1 Bohrung Wollau 2 (Randfazies)	21
7.2 Sammelprofil Bayreuth (südöstliche Übergangs- fazies)	24
7.21 Unterer Muschelkalk	24
7.22 Mittlerer Muschelkalk	28
7.23 Oberer Muschelkalk	31
7.3 Sammelprofil Kronach (nordwestliche Übergangs- fazies)	37
7.31 Unterer Muschelkalk	37
7.32 Mittlerer und Oberer Muschelkalk	42
7.4 Sammelprofil Coburg (Beckenfazies)	47
7.41 Unterer Muschelkalk	47
7.42 Mittlerer und Oberer Muschelkalk	50
8. Auswertung und Diskussion der Ergebnisse	53
8.1 Korngrößenverteilung (terrigenen Detritus)	53
8.2 Geologisches Auftreten der Tonminerale	55
8.3 Stratigraphische Verwertbarkeit der Tonminerale.	60
8.4 Deutung der Tonmineralassoziationen	61
9. Zusammenfassung	72
10. Literaturverzeichnis	74



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546228_0100

D a n k s a g u n g

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof.Dr.W.BAUSCH. Für sein förderndes Interesse möchte ich mich herzlich bedanken.

Gleichfalls gilt mein Dank Herrn Prof.Dr.B.SCHRÖDER (Bochum) und Herrn Prof.Dr.H.KRUMM (Frankfurt) für zahlreiche Hinweise und Anregungen. Herrn Prof.Dr.SCHRÖDER bin ich vor allem für die Bereitstellung von Probenmaterial der Kernbohrung W o l l a u 2 zu Dank verpflichtet.

Besonders danken möchte ich auch meinen Studienfreunden V.RIECH und F.LEITZ sowie Herrn Dr.R.WILD (Ludwigsburg) für gemeinsame Geländearbeiten und fruchtbaren Meinungsaustausch.

Weiterhin gebührt mein Dank Herrn Dipl.-Min. R.FISCHER und Herrn Dr.T.SCHELLER für die Hilfe auf apparativem Gebiet.

Nicht zuletzt sei der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT für die Bereitstellung finanzieller Mittel gedankt, welche die Durchführung der Arbeit im Rahmen des Forschungsprogrammes "Sedimentpetrographie und Geochemie der mittleren Trias in Oberfranken" ermöglichten.

1. Einleitung und Problemstellung

Nach den Arbeiten von FÜCHTBAUER (1950) und VALETON (1954) schien das Tonmineralspektrum des germanischen Muschelkalks eintönig zu sein. Im Unterschied dazu wiesen die Untersuchungen STARKEs (1968, 1970) auf stärkere Unterschiede im Mineralbestand hin. Ganz besonders deutlich wird eine Differenzierung u.a. auch im benachbarten nordostbayerischen Buntsandstein. So konnte BECHER (1965) einen mehrfachen Wechsel der charakteristischen Tonmineralassoziationen vom Beckenrand zum Beckeninneren nachweisen.

Die randnahen Sedimente mit Kaolinitvormacht und teilweise geringem Illit- und Smektitgehalt werden etwas weiter beckenwärts von Tonen mit Rektorit bzw. Illit abgelöst. An diese schließt sich die Corrensitprovinz mit Illit an. Die relativ beckeninnersten Proben führen schließlich Chlorit und Illit. Kaolinit fehlt im Beckeninneren.

Aus diesem Grunde schien es lohnenswert, an die Arbeiten BECHERs und STARKEs anzuschließen und die Tonmineralverteilung im nordostbayerischen Muschelkalk, der eine ähnlich periphere Lage im Sedimentbecken wie der von BECHER bearbeitete Buntsandstein einnimmt, systematisch zu untersuchen. Die Karbonate des Muschelkalks bieten dabei vor allem den Vorteil, daß sie, schon bald nach der Ablagerung durch Abscheidung von Zement konsolidiert (BACHMANN 1973), die Tonmineralien vor einer späteren Veränderung durch zirkulierende Porenwässer bewahren. Dies ist besonders für den detritischen Tonmineralanteil bedeutsam. Ob möglicherweise die Beckenrand-Dolomitisierung Einfluß auf die Tonmineralien hatte, mußte die Gegenüberstellung vergleichbarer kalkiger und dolomitischer Proben erbringen.

Außerdem sollte durch diese Untersuchung der Muschelkalk-Tonminerale eine weitere Lücke in der Kenntnis der Verteilung der Tonminerale im nordostbayerischen Mesozoikum (SALGER 1959, SCHMITZ 1959, BECHER 1965, KRUMM 1965 etc.) geschlossen werden.

2. Geologischer Überblick

Der in NO-Bayern über Tage anstehende Muschelkalk erstreckt sich als ca. 120 km langer Schollenmosaik-Streifen in NW-SE-Richtung von Coburg bis in den Raum Weiden (Fig. 1). Wie andere Glieder

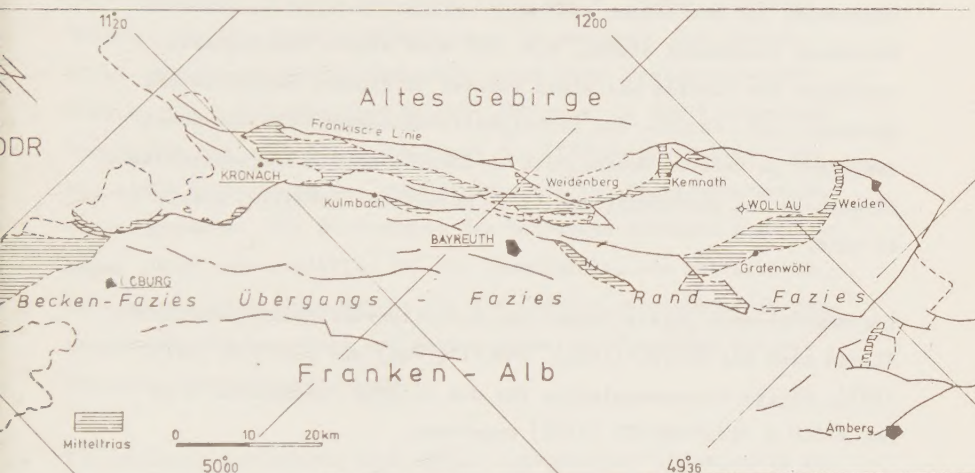


Fig. 1: Oberflächenverbreitung der Mitteltrias im nordöstlichen Bayern. Die bearbeiteten Profile liegen in der Nähe der unterstrichenen Ortschaften

der Trias, so zeigt auch er in diesem Gebiet (Oberpfälzer Bucht, SCHRÖDER 1971) einen paläogeographisch bedingten Fazieswandel. Aus einer max. 260 m mächtigen hauptsächlich kalkigen Normalfazies (mit dolomitisch - sulfatischer Entwicklung im Mittleren Muschelkalk) des Beckeninnern im NW (Coburg) entwickelt sich über eine kalkig - dolomitisch - mergelige Ausbildung (Kronach 200 m, Bayreuth 160 m) ein 120 m mächtiges siltig - sandiges Profil mit zum Teil kontinentalen Bildungen bei Grafenwöhr (Wollau) im SE. Noch weiter randwärts (Weiden) ist der vollkommen kontinentale Muschelkalk vom Buntsandstein und Keuper nicht mehr abtrennbar. Dicht vor dem Naabgebirge dürfte der Muschelkalk noch mindestens 50 m mächtig sein, was einen Übergriff auf die Böhmisches Masse beweist (SCHRÖDER 1971).

Der Fazieswechsel verläuft im Muschelkalk nicht gleichmäßig durch die einzelnen Profile (GEVERS 1926). So zeigt z.B. im Bayreuther Raum der Mittlere Muschelkalk gegenüber den anderen Abteilungen den geringsten Festlandeinfluß (TRUCKENBRODT 1972). Ganz allgemein gilt außerdem, daß Fazies- und Mächtigkeitsänderungen zum Beckenrand mehr oder weniger deutlich in direkter Beziehung zueinander stehen, d.h. daß eine starke Mächtigkeitsreduktion des Profils mit einer starken terrigenen Beeinflussung gekoppelt ist. Fazies- und Mächtigkeitsänderungen scheinen dabei zumindest im Unteren Muschelkalk an Überlieferte paläogeographische Strukturen des Buntsandsteins (z.B. Kulmbacher Schwelle) geknüpft zu sein.

Zusammenfassende Darstellungen des nordostbayerischen Muschelkalks finden sich bei GEVERS (1926), EMMERT (1964) und SCHRÖDER (1970, 1971). Einige Faziesvergleiche für den Unteren Muschelkalk sind bei RIECH & TRUCKENBRODT (1973) angeführt.

3. Probennahme

Die Proben entstammen zahlreichen Profilen von vier Teilgebieten, die in den geländegeologisch konzipierten Fazieszonen: Beckenfazies (Coburg), Übergangsfazies (Kronach bzw. Bayreuth), Randfazies (Wollau) - vgl. Fig. 1 - liegen. Es wurden deswegen diese Areale gewählt, weil sie einmal am besten erschlossen und bekannt sind, zum anderen eine einigermaßen repräsentative laterale und vertikale Probenverteilung gewährleisten. Nicht alle Horizonte sind zufriedenstellend erschlossen. So ist der Mittlere Muschelkalk aufgrund seiner nahezu fehlenden natürlichen Aufschlüsse in der Probenzahl unterrepräsentiert.

Mit Ausnahme der Bohrung Wollau 2 (HAUNSCHILD & SCHRÖDER 1960, SCHRÖDER 1964) wurden alle Profile (Steinbrüche, Straßenbauprofile, natürliche Aufschlüsse) von RIECH und vom Verf. aufgenommen.

Der verwendete Maßstab 1:20 gewährleistet eine gute Reproduzierbarkeit der Probenpunkte und eine hinreichend detaillierte Erfassung der feldgeologischen Faziesmerkmale.

Besonderer Wert bei der Beprobung wurde darauf gelegt, frisches Material für die Tonmineralbestimmung zu gewinnen. Aus diesem Grund fanden vornehmlich Karbonate wegen ihrer konservierenden Wirkung für den Feinbestand Berücksichtigung. In der klastischen Randfazies bot sich das Kernbohrgut der Tiefbohrung Wollau 2 an. Von einer Probennahme der stärker verwitterten Oberflächenproben wurde abgesehen. Die Bevorzugung der Karbonate erfolgte nicht nur wegen ihrer Schutzfunktion für die Tonminerale, sie garantierte auch eine einheitliche Matrix für die meisten miteinander zu vergleichenden Proben. Tone und Mergel kamen untergeordnet als ergänzende Gesteinstypen hinzu.

Der maximale Vertikalabstand zweier benachbarter Probenpunkte in durchgehenden Profilen betrug 15 m. Er ist nur selten überschritten worden. Im allgemeinen lagen die Entnahmestellen näher beieinander. In einigen Fällen wurden mehrere Proben von einer Bank bzw. von eng benachbarten Horizonten (ca. 1 m Abstand) unterschiedlicher Fazies entnommen. Die Probenmenge umfaßte durchschnittlich 1/2 kg. In den seltensten Fällen wurde das gesamte Material für die Untersuchung benötigt.

Die Entfernung zwischen Profilen benachbarter Teilgebiete beträgt jeweils 30 bis 40 km, der Gesamtabstand zwischen dem Beckeninnern (Coburg) und der Randfazies (Wollau) ca. 100 km.

Einen Überblick über die stratigraphisch - regionale Verteilung des Probenmaterials gibt Tab. 1

Stratigraphie	Beckenfazies (Coburg)	Übergangsfazies (Kronach)(Bayreuth)		Randfazies (Wollau)
Oberer Muschelkalk	6	13	14	3
Mittlerer Muschelkalk	1	5	8	1
Unterer Muschelkalk	14	10	14	4

Tab. 1: Übersicht über die Anzahl und die stratigraphisch-regionale Verteilung der untersuchten Proben

Beschreibung und genaue stratigraphische Position der Proben sind den Abbildungen des Kapitels 7 zu entnehmen.

4. Probenaufbereitung und Untersuchungsverfahren

Die Proben bestanden, wie erwähnt, größtenteils aus Karbonatgesteinen mit Ausnahme der der Bohrung Wollau. Zur Gewinnung des nichtkarbonatischen Feinbestandes und zur Herstellung der Präparate für die röntgenographische Tonmineralbestimmung wurde folgender Aufbereitungsweg beschritten:

Die zunächst gewaschene Probe (20 - 500 g) wurde in den meisten Fällen im Backenbrecher auf eine Korngröße von ca. 5 mm zerkleinert und mit verdünnter Monochloressigsäure entkalkt. Die aufzulösende Probenmenge richtete sich dabei nach dem geschätzten Anteil der nichtkarbonatischen Minerale, für den 5 - 10 g angestrebt wurden. Mehrmaliges Spülen mit Wasser, zuletzt mit destilliertem Wasser, machte dann den verbleibenden unlöslichen Rückstand chloridfrei. Vor dem Einbringen des gesamten Feinbestandes in den Atterberg-Zylinder sorgte, falls erforderlich, eine Ultraschallbehandlung (ca. 5 Min.) für eine Dispergierung der Probe. Als Sedimentationsflüssigkeit diente destilliertes Wasser mit einem Zusatz von Natriumpyrophosphat (4,5 g auf 5 l), um eine Koagulation

zu verhindern.

Die Atterberg-Trennung lieferte die Fraktionen $< 2 \mu$, $2-6 \mu$, $6-20 \mu$ und $> 20 \mu$ (vgl. KÖSTER 1964, MÜLLER 1964). Die Fraktion $< 2 \mu$ konnte durch Zentrifugieren noch weiter aufgetrennt werden ($< 0,6 \mu$ und $0,6-2 \mu$). Die anfallenden großen Tonsuspensionsmengen (bis zu 10 l) wurden mit Filterkerzen (Berkefeld-Zylinder) relativ schnell und ohne Substanzverlust eingeeengt, die größeren Fraktionen durch Abdekantieren erhalten. Nach dem Trocknen (bei 40°C) und Abwiegen sämtlicher Fraktionen dienten die Korngrößen $< 0,6 \mu$, $0,6-2 \mu$ und $2-6 \mu$ hauptsächlich zur Herstellung von Texturpräparaten für die röntgenographische Tonmineralbestimmung. Speziell die Fraktion $0,6-2 \mu$ erfuhr eine systematische Untersuchung. Die Präparation erfolgte in der Weise, daß 80 mg Substanz mit fünf ml destilliertem Wasser durch kurzzeitige Beschallung (3 - 5 Min.) in Suspension gebracht wurden. 3 ml davon wurden dann mittels Pipette auf einen Objektträger gegeben. Der nach dem Eintrocknen der Suspension erhaltene Film zeigte fast immer eine glatte Oberfläche. Waren Risse oder Ungleichmäßigkeiten vorhanden, erfolgte eine nochmalige Präparation.

Bei der gesamten Tonmineralgewinnung wurde besonders darauf geachtet, daß jegliche mechanische Beanspruchung unterblieb.

Das hauptsächlich angewandte Untersuchungsverfahren war, dem Ziel der Arbeit entsprechend, die Röntgenbeugung an Sedimentationspräparaten und an Pulvern mit geringerer Textur. Zur Identifikation der Tonminerale wurden diese lufttrocken und nach verschiedenen Behandlungen geröntgt (vgl. Kap. 5). Die halbquantitative Bestimmung erfolgte an dünn-schichtigen Texturpräparaten (lufttrocken, 180°C) vor allem der Grobtonfraktion (vgl. Kap. 6). In verschiedenen Fällen dienten DTA - Aufnahmen der Untermaverung röntgenographischer Ergebnisse.

Weiterhin wurde die Grobfraktion ($> 20 \mu$) mikroskopisch an Streupräparaten (Einbettungsmittel: Canadabalsam) und mit dem Röntgendiffraktometer analysiert, um die relativen Quarz- und Feldspatgehalte abschätzen zu können.

Die zum Teil notwendigen Dolomit- bzw. Mg- Bestimmungen erfolgten an mit Alizarin-S gefärbten Dünnschliffen bzw. mittels Atomabsorption.

5. Identifikation der Tonminerale

5.1 Methodisches

Die Bestimmung der Tonminerale erfolgte überwiegend mit dem PHILIPS - Rntgengoniometer (Cu - Röhre). Ergänzende Aufnahmen mit der DTA (NETZSCH, DUPONT) stützten vor allem die röntgenographisch ermittelten Kaolinit - Befunde.

Zur röntgenographischen Identifikation der Tonminerale wurden deren (001) Basisreflexe an Sedimentationspräparaten ($3,5 \text{ mg/cm}^2$) mit glatter Oberfläche bestimmt. Die Aufnahmen erfolgten zunächst mit lufttrockenen Proben im Glanzwinkelbereich $2-36^\circ 2 \theta$. Danach wurden die gleichen Präparate mit Äthylenglycol bzw. Glycerin bedampft (vgl. QUAKERNAAT 1968) sowie auf verschiedene Temperaturen zwischen 400°C und 700°C (2 Stunden) gebracht und nochmals nach jeder Behandlung jeweils im Glanzwinkelbereich $2 - 15^\circ 2 \theta$ gertzt.

Auf diese Weise war eine eindeutige Identifikation der Tonminerale aufgrund ausbleibender oder charakteristischer Reaktionen (Quellung, Dehydratation etc.) möglich. In Zweifelsfällen wurden weitere Methoden (Kochen mit halbkonzentrierter Salzsäure, Magnesiumchlorid-Behandlung) angewandt.

Die Verwendung ein und desselben Präparates für Bedampfung (Glycol, Glycerin) und Temperung bot den Vorteil, daß bei einem Vergleich der Diagramme immer die mehr oder weniger gleiche Textur zugrunde lag, Voraussetzung für eine halbquantitative Abschätzung des Mineralbestandes.

Zur Ermittlung des di- oder trioktaedrischen Charakters der Tonminerale wurden, soweit möglich, die 060-Interferenzen im entsprechenden Glanzwinkelbereich an Proben mit möglichst geringer bevorzugter Orientierung abgefahren.

Für alle Aufnahmen diente Cu - K_{α} - Strahlung (Röhrenleistung 35 KV/25 mA). Die im Strahlengang verwendeten Schlitze hatten die Öffnungen: $1/2^{\circ}$ (Divergenzschlitz), 0,1 mm (Auffangschlitz) und $1/2^{\circ}$ (Streustrahlschlitz). Die Goniometergeschwindigkeit betrug $1^{\circ} 20' / \text{min.}$, die Papiervorschubgeschwindigkeit im allgemeinen 10 mm/ min. . In verschiedenen Fällen wurde zur besseren Auflösung eine Geschwindigkeit von $1/4^{\circ} 20' / \text{min.}$ gewählt. Abgesehen von speziellen Untersuchungen lieferten die Verstärkung 1×10^3 cps und die Zeitkonstante 1 optimale Resultate.

5.2 Einzelminerale

5.2.1 Illit und Smektit-Illit-Wechselagerungen

Illit und Smektit-Illit-mixed layer sind in nahezu allen untersuchten Proben mit 80 % und mehr an der Tonfraktion beteiligt. Nur im Mittleren Muschelkalk kann eine unregelmäßige Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung der Illitmenge gleichkommen, sie sogar übertreffen.

Illit (Bezeichnung siehe GRIM 1968) ist anhand der ersten 3 Ordnungen der Basisinterferenzen bei $10 \text{ \AA}$ (002), $5 \text{ \AA}$ (004) und $3,33 \text{ \AA}$ (006) erkennbar. Diese Werte verschieben sich nicht bei Glycol- bzw. Glycerin- behandelten Proben. Die Sedimentationspräparate lieferten nahezu immer einen deutlichen 002-Reflex, der jedoch stets breiter war als ein entsprechender Sericit-Peak.

Eine markante Interferenz bei $5 \text{ \AA}$ und die 060-Linie bei $1,50 \text{ \AA}$ sprechen für dioktaedrischen Illit mit Al als Kation in den Oktaederlücken. An Proben mit möglichst geringer bevorzugter Orientierung ließ sich der Illit anhand der (025)-, (115)- und (11 $\bar{3}$) - Reflexe als 2 M_1 - Polytyp bestimmen (BROWN 1961).

In den seltensten Fällen tritt jedoch reiner Illit im Muschelkalk auf. Fast immer dominieren Smektit-Illit-Wechselagerungen (relativ leichte Aufweitbarkeit des Illit-Gitters, vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1973), die an der starken Asymmetrie des ersten Basisreflexes erkennbar waren (GAUDETTE et al. 1966). Dieser Peak gewann nach Sättigung der Probe mit Äthylenglycol an Schärfe und Symmetrie. Außerdem verlor er an Intensität und verschob sich etwas zu größeren Winkeln. Der Intensitätsverlust ist begründet in einem "Abwandern" des quellbaren Anteils (Smektit), unter Ausbildung eines neuen Peaks bzw. einer Schulter zwischen $10 \text{ \AA}$ und $14 \text{ \AA}$. ¹⁾

Zweistündiges Tempern bei 500° C hatte zur Folge, daß diese neue Linie verschwand und sich Schärfe, Symmetrie und Intensität der Illit-Beugungsmaxima verbesserten aufgrund der Zunahme des Ordnungsgrades der Illit-Komponente (MOLLOY & KERR 1961) und des Zwischenschichtwasser-Verlustes des Smektit-Anteils (damit Reduzierung des Basisabstandes auf $10 \text{ \AA}$ und Verstärkung der Illitlinie).

Mit zunehmender Vergrößerung des Korns nahmen die $10 \text{ \AA}$ - Minerale stark ab, um zum Teil in der Fraktion $> 20 \mu$ ganz zu verschwinden. Der $10 \text{ \AA}$ - Reflex wurde außerdem schärfer und symmetrischer.

1) Das Erscheinen einer neuen Beugungslinie zwischen $10 \text{ \AA}$ und $14 \text{ \AA}$ zeigt nach REYNOLDS (1967) eine Tendenz zur Bildung regelmäßiger Wechselagerungen an.

5.2.2 Kaolinit

Kaolinit ist in größeren Mengen lediglich auf die Randfazies beschränkt. Er tritt in der Übergangs- und Beckenfazies nur noch in sehr geringen Anteilen bzw. röntgenographisch nicht mehr nachweisbar auf. Eine Ausnahme bildet der obere Wellenkalk von Coburg (Beckenfazies) mit relativ hohen Werten (15 % Kaolinit in der Fraktion 0,6 - 2 μ).

Zur Identifizierung des Kaolinites genügen in den meisten Fällen die Basisreflexe bei 7,15 Å (001) und 3,57 Å (002). Diese bleiben beim Erhitzen bis 400° C erhalten, um bei 500 - 550° C (2 Stunden Temperung) vollständig zu verschwinden. Das hierbei entstehende röntgenamorphe Entwässerungsprodukt ist der Metakaolin mit einem zweidimensional geordneten Gitter (BRINDLEY in: BROWN 1961). Die Verwendung des 060-Reflexes scheiterte daran, daß die anderen Schichtsilikate ähnliche b-Parameter aufweisen und auch in den meisten Fällen der Kaolinit-Anteil an der Probe zu gering war. Die DTA-Aufnahmen zeigen einen endothermen Effekt bei 550 - 560° C und einen charakteristischen exothermen Peak bei ca. 980° C.

Schwierigkeiten in der röntgenographischen Erkennung des Kaolinites können sich bei Anwesenheit von Chlorit ergeben, insbesondere dann, wenn der Chlorit-Anteil über dem des Kaolinites liegt.

Bei einer Goniometer-Geschwindigkeit von 1/4°/min. ist es jedoch möglich, die Doppelreflexe bei 7,1 Å (001-Kaolinit, 002-Chlorit) und besonders bei 3,5 Å (002-Kaolinit, 004 - Chlorit) aufzulösen (BISCAYE 1964, FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1963). In vielen Fällen waren auch schon in Aufnahmen mit 1°/min. 002-Kaolinit- und 004-Chloritreflexe getrennt bzw. es lagen asymmetrische Peaks bei ungleicher Kaolinit/Chlorit-Verteilung vor. Jedoch ist die Auflösung bei langsamem Scanning besser reproduzierbar. Weiterhin spricht ein Reflex bei 2,38 Å für Kaolinit, da die 006-Linie von Chlorit extrem schwach entwickelt ist.

In etlichen Fällen wurden die Proben mit heißer, halbkonzentrierter HCl behandelt. Danach zeigten die Diagramme eine starke Schwächung der Chloritpeaks - auch die 7 Å-Mineral Chamosit (Berthierin) und Greenalith wurden durch Säurebehandlung zersetzt werden - während die Kaolinit-Reflexe relativ unbeeinflusst blieben (BRINDLEY 1961, PETERSON 1961).

5.2.3 Chlorit

Chlorit-Mineralen sind im allgemeinen mit weniger als 10 % an der Tonfraktion des Unlöslichen (Quarz und Feldspäte nicht berücksichtigt) beteiligt. Sie fehlen in der Randfazies und in Teilen des beckenwärtigen Mittleren Muschelkalks. Dort bilden sie dafür mit Vermiculit unregelmäßige Wechselagerungen.

Zur Identifizierung des Chlorits werden die Basalreflexe 001, insbesondere die Linien bei 14 Å (001) und 4,7 Å (003) verwendet. Die Basisinterferenz der 1. Ordnung verschiebt sich nicht durch Glycol- bzw. Glycerinbehandlung im Unterschied zu Smektit und Vermiculit-Chlorit.

Die Fe-reichen Chlorite geben relativ schwache 001- und 003-Reflexe, dafür starke 002- und 004-Linien. Eine Erkennung vorhandener Kaolinit-Mengen war jedoch immer möglich (vgl. Kap. 5.2.2). Chlorite mit weniger als 30 % Fe in den Oktaederlücken (Mg-Chlorite) haben mittelstarke bis starke Intensitäten für die ersten 4 oder 5 Ordnungen der Basalreflexe (BROWN 1961). Es gilt allgemein, daß die Verhältnisswerte für $(I_{002} + I_{004}) / I_{003}$ fast linear mit der Zahl der schweren Atome, vorherrschend der Eisen (II) atome in den Oktaederplätzen steigen (TRÖGER 1969, S. 571).

2 Stunden Temperung bei 500°C bewirkten, daß der 001-Reflex der Mg-Chlorite verstärkt, der der Fe-Chlorite breiter und diffuser wurde und die höheren Ordnungen verschwanden aufgrund der Instabilität der Brucit-Schicht (CARROLL 1970).

5.2.4 Smektit

Smektit ist nur in stark untergeordnetem Maße (bis 5 %) und selten am unlöslichen Rückstand beteiligt. In der Randfazies konnte er nicht als einzelnes Mineral nachgewiesen werden (jedoch als Wechsellagerung mit Illit).

Bisweilen erschweren die geringen Mengen und die schlechte Kristallinität des Smektit eine sichere Identifikation. In allen Fällen war es unmöglich, den di- oder trioktaedrischen Charakter zu bestimmen.

Charakteristisch für Smektit ist die Verschiebung des 001-Reflexes ($13,5 - 15 \text{ \AA}$) nach $17 - 18 \text{ \AA}$ durch Glycol- bzw. Glycerinbehandlung. Bei sehr geringen Mengen wurde erst nach der Quellung eine Interferenz (Schulter) beobachtet. Die Mg-Belegung der Proben ergab deutliche Reflexe bei ca. $15 \text{ \AA}$, die ohne diese Behandlung meistens sehr diffus und schlecht lokalisierbar ausgebildet waren. In etlichen Fällen koinzierte der 001-Peak der luftgetrockneten Proben mit Chlorit und Vermiculit-Chlorit oder mit dem breiten Smektit-Illit-Maximum zwischen $14 \text{ \AA}$ und $10 \text{ \AA}$. Quellversuche mit Glycol bzw. mit Glycerin an Mg-belegten Präparaten ermöglichten jedoch immer eine Identifizierung des Smektit neben diesen Mineralen.

Als weiteres Kriterium für Smektit kann der Verlust des Zwischenschichtwassers ab 300°C gewertet werden, der sich in der Verschiebung des 001-Reflexes nach $10 \text{ \AA}$ äußert.

5.2.5 Vermiculit-Chlorit Wechsellagerungen

Vermiculit-Chlorit-Wechsellagerungen sind charakteristisch für die Karbonatfazies des Mittleren Muschelkalks. Sie können zum Teil den Illit übertreffen. Im Hauptmuschelkalk spielen sie eine untergeordnete Rolle, im Wellenkalk und in der klastischen Randfazies fehlen sie schließlich ganz.

Regelmäßige Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen konnten nicht nachgewiesen werden. Die in diesem Fall zu erwartenden deutlichen Basalreflexe bei $29 - 30 \text{ \AA}$ und deren höhere Ordnungen fehlten. Vielfach war jedoch bei $30 \text{ \AA}$ (unbehandelte bzw. mit Mg belegte Probe) anstelle eines Peaks ein diffuses Maximum (Schulter) ausgebildet, das u.a. nach WEAVER (1956) auf eine unregelmäßige Wechselagerung hindeutet. In den untersuchten Proben wiesen in fast allen Fällen die relativ große Intensität des deutlich ausgebildeten Peaks bei $14 \text{ \AA}$ und die fehlenden höheren Ordnungen auf das Vorhandensein eines unregelmäßigen mixed-layer Minerals hin.

Ausschlaggebend für die Identifizierung als Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung war das Verhalten des $001_{\text{Vermiculit}}/001_{\text{Chlorit}}$ -Reflexes bei verschiedenen Behandlungen. Die Mg-belegten Präparate ergaben stets Interferenzen zwischen $14,2$ und $14,5 \text{ \AA}$, die sich nach Sättigung mit Glyzerin nicht verschoben (somit keine Wechselagerung mit Smektit, vgl. BROWN 1961, GRIM 1968, QUAKERNAAT 1968), jedoch mit Äthylenglycol Werte zwischen 15 und $15,8 \text{ \AA}$ ($16 \text{ \AA}_{\text{Vermiculit}}/14 \text{ \AA}_{\text{Chlorit}}$) einnahmen. Gleichzeitig wanderte der $002/002$ -Peak ($7,1-7,2 \text{ \AA}$) nach $7,6$ bis $7,9 \text{ \AA}$ ($8,5 \text{ \AA}_{\text{Vermiculit}}/7,1 \text{ \AA}_{\text{Chlorit}}$). Wurden die Proben 2 Stunden lang bei 500°C getempert, so verringerte sich der d-Wert des $001/001$ -Reflexes auf $11,9$ bis $12,3 \text{ \AA}$ ($10 \text{ \AA}_{\text{Vermiculit}}/14 \text{ \AA}_{\text{Chlorit}}$). Daneben traten vielfach diffuse Peaks bei 21 bis $22 \text{ \AA}$ auf und nur in Einzelfällen noch schwache Buckel bei $8 \text{ \AA}$ ($10 \text{ \AA}_{\text{Vermiculit}}/7,1 \text{ \AA}_{\text{Chlorit}}$). Deutliche Reflexe bei $8 \text{ \AA}$ mußten deswegen fehlen, weil bei 500°C die Brucit-Schicht des Chlorits zerfällt und demzufolge die 2. Ordnung des Basalreflexes nicht mehr in Erscheinung tritt. Nach dem Erhitzen auf 350°C ist bei $8 \text{ \AA}$ noch eine deutliche Interferenz vorhanden.

Chlorit und Smektit traten vielfach neben Vermiculit-Chlorit auf. Sie waren jedoch immer zu erkennen, Chlorit u.a. an den 001 - und 002 -Peaks, die sich durch Glycol- bzw. Glyzerinbehandlung sowie Temperung (001 -Linie) nicht verschoben.

Smektit äußerte sich darin, daß sich der asymmetrische bzw. schwach gespaltene Peak bei 14,5 Å (Mg-belegtes Präparat) nach Sättigung mit Glycerin deutlich in zwei Peaks (14,5 Å: Vermiculit-Chlorit, 17 bis 18 Å: Smektit) auflöste.

Wie der Literatur zu entnehmen ist (PETERSON 1961), wird nicht immer exakt zwischen Chlorit-Vermiculit- und Chlorit-Smektit-Wechselagerungen unterschieden. Übergänge zwischen beiden Mineralen sind jedoch nach MAC EWAN et al. (1961) möglich.

5.2.6 Glaukonit

Glaukonit tritt verschiedentlich in der Übergangs- und Beckenfazies auf. Diffraktometeraufnahmen an allerdings nur 3 Kalkproben aus der Übergangsfazies von Bayreuth bestätigten das Vorliegen dieses Minerals, das sehr leicht mit äußerlich ähnlichen Substanzen, wie Chamosit oder Seladonit, verwechselt werden kann (v.ENGELHARDT 1973).

Der durch Entkalkung und anschließender Absedimentation aus der Tontrübe angereicherte und dann unter dem Binokular ausgelesene, bis 1 cm große Glaukonit (gut gerundete Körner, schwarzgrün gefärbt, mit glänzender Oberfläche und erdigem Kern) gehört nach den Röntgendiagrammen zu den gut geordneten 1 M - Glaukoniten (BURST 1958, BENTON & KASTNER 1965). Aus dem Vergleich der Interferenzen der unbehandelten und glycolgesättigten Proben ergab sich ein geringer Anteil quellfähiger Schichten, der 10 bis 15 % nicht übersteigt, erkennbar an einer geringen Verschiebung des 10 Å - Peaks zu etwas größeren Winkeln und an der schwachen Abnahme der Intensität. Außerdem bildete sich nach der Sättigung mit Glycol bei 10,8 Å eine schwache Schulter aus.

6. Semiquantitative Analyse

Das Mengenverhältnis der Tonminerale wurde röntgenographisch an der Fraktion 0,6-2 μ bestimmt. Die zusätzliche Untersuchung der übrigen Korngrößenintervalle (nicht systematisch) diente dazu, die Änderung der Mineralverteilung und auch der Mineralphasen in Abhängigkeit von der Korngröße zu erfassen. Für die Mixed-layer Minerale wurde außerdem der jeweilige Anteil der quellbaren Komponente (Smektit bzw. Vermiculit) bestimmt. Schließlich sollte die Bestimmung der Illit-Kristallinität dazu führen, Unterschiede in der Diagenese zu erfassen.

Zwischen der Konzentration und Peakintensität eines Tonminerals in einer Mischung besteht in den meisten Fällen ein relativ komplizierter Zusammenhang (v.ENGELHARDT 1959). Er ist abhängig vom Massenschwächungskoeffizienten der einzelnen Minerale, von der Korngrößenverteilung und Orientierung der Körner, von der Dicke des Präparates, von der Kristallinität, der Polytypie, Hydratation und chemischen Zusammensetzung der Minerale sowie von anderen Faktoren. Durch die Einhaltung gleicher Präparationsbedingungen war es möglich, zumindest einige dieser Parameter konstant zu halten und somit eine gute Reproduzierbarkeit der Beugungsmaxima zu erlangen. So lieferte z.B. der Illit von 5 Präparaten der Probe Fe 14 (Fraktion 0,6-2 μ) folgende statistischen Größen für die Höhe (h in mm) des 10 Å - Reflexes:
 $\bar{h}$ (arithmetisches Mittel) = 177, L (Variationsbreite) = 12,
 s^2 (Varianz) = 22,8, s (Standardabweichung) = 4,8.

Von den präparationsabhängigen Phänomenen spielt für die quantitative Abschätzung, besonders bei der benutzten "pipette on glass" - Technik, die Dicke des Tonfilmes eine wichtige Rolle. STOKKE & CARSON (1973) zeigten, daß die Werte für Smektit bei dicken Präparaten aufgrund der geringen Sedimentationsgeschwindigkeit des Smektit (und damit Konzentration im Top des Sedimentationspräparates) zu hoch sind, während der Smektit bei geringer Konzentration in zu dünnen Tonfilmen eine relativ schlechte Orientierung aufweist und unterrepräsentiert ist.

In der vorliegenden Arbeit erwies sich für die semiquantitative Analyse ein Belag von $3,5 \text{ mg/cm}^2$ als günstig. Experimente mit dünneren ($1,7 \text{ mg/cm}^2$) und dickeren ($9,0 \text{ mg/cm}^2$) Sedimentationspräparaten lieferten Ergebnisse, die noch innerhalb der Genauigkeit der quantitativen Abschätzung lagen. Es konnte auch in keinem Fall beobachtet werden, daß die qualitative Tonmineralverteilung abhängig von den benutzten Präparatestärken war. (vgl. STOKKE & CARSON 1973).

Die semiquantitative Analyse folgte der im Shell Development Company Laboratory entwickelten Methode (GRIFFIN 1971). Diese schließt folgende Voraussetzungen ein,

1. "that the reported clay minerals comprise 100 % of the sample
 2. that the refracting ability of the clay minerals, which is generally dependent on the composition, polytype, and degree of crystallinity, is consistent; and
 3. that there is a 1:1 linear relationship between the ration of the $3.58 \text{ \AA}$ kaolinite peak to the $3.54 \text{ \AA}$ chlorite peak"
- (GRIFFIN 1971, S. 554).

Die Bestimmungsmethode ist anwendbar auf Gemische, die Kaolinit (K), Chlorit (C), Illit (I), Smektit-Illit-Wechselagerungen und Smektit (S) enthalten. Quarz, Feldspat und andere Minerale werden nicht berücksichtigt (in der Tonfraktion fehlend oder nur spärlich vorhanden). Zu ihrer Durchführung sind Äthylenglycol - gesättigte (G) und bei 180°C eine Stunde erhitzte Präparate erforderlich. An den Diagrammen werden die Höhen (h) der Reflexe bei $10 \text{ \AA}$, $7 \text{ \AA}$, $3,58 \text{ \AA}$ und $3,54 \text{ \AA}$ ausgemessen und die erhaltenen Werte in folgende Formeln eingesetzt:

$$\% K + C = \frac{h_{7 \text{ \AA}} (180^\circ)^{2,5}}{h_{7 \text{ \AA}} (180^\circ)^{2,5} + h_{10 \text{ \AA}} (180^\circ)} \times 100$$

$$\% K = \frac{h_{3,58} \text{ \AA } (180^\circ)}{h_{3,58} \text{ \AA } (180^\circ) + h_{3,54} \text{ \AA } (180^\circ)} \times \% K + C$$

$$\% C = (\% K + C) - \% K$$

$$\% I + S = \frac{h_{10} \text{ \AA } (180^\circ)}{h_7 \text{ \AA } (180^\circ)^{2,5} + h_{10} \text{ \AA } (180^\circ)} \times 100$$

$$\% I = \frac{h_{10} \text{ \AA } (G) \times h_7 \text{ \AA } (180^\circ) / h_7 \text{ \AA } (G)}{h_{10} \text{ \AA } (180^\circ)} \times \% I + S$$

$$\% S = (\% I + S) - \% I$$

Vom theoretischen Standpunkt aus ist es natürlich genauer Peak-Flächen bzw. cps miteinander zu vergleichen. Die leichter zu vermessenden Höhen genügen jedoch den Anforderungen der halbquantitativen Analyse (GRIFFIN 1971).

Die erhaltenen Smektit-Werte setzen sich zusammen aus dem Anteil dieses Minerals an der Smektit-Illit-Wechselagerung und / oder dem Einzelmineral selbst. Bei geringer Beteiligung von Kaolinit und / oder Chlorit (< 10 %), wie sie in vielen Fällen gegeben ist, entspricht der errechnete Smektitanteil der Gesamtprobe dann nahezu dem der Smektit-Illit-Wechselagerung, wenn keine oder nur sehr geringe Mengen Smektit vorhanden sind.

Nach der Methode von WEAVER (1956) läßt sich die Smektit-Komponente auch mit Hilfe glycolbehandelter Präparate bestimmen. In diesem Falle mißt man den 17,5/10 Å - Reflex des mixed layer Minerals, der je nach dem Anteil der einzelnen Komponenten d-Werte aufweist,

die zwischen den ersten Ordnungen der Basisinterferenzen von Illit und Äthylenglycol-Smektit liegen (WEAVER 1956, S. 206, Fig. 2).

Bei geringen Smektitgehalten ($< 20\%$) fallen die Beugungsmaxima $001_{\text{Illit}}/001_{\text{Smektit}}$ und $001_{\text{Illit}}/002_{\text{Smektit}}$ mehr oder weniger zusammen, so daß die Ermittlung des quellbaren Anteils unsicher ist. Nach WEAVER (1956) und HOWER & MOWATT (1966) lassen sich jedoch folgende Kriterien zur semiquantitativen Bestimmung benutzen: Bei 5 % und weniger Smektitbeteiligung am mixed-layer Mineral tritt keine Verschiebung des " $10 \text{ \AA}$ " - Reflexes und keine Änderung in der Intensität der Basalreflexe nach Glycolbehandlung auf. Gehalte von etwa 10 % äußern sich nach Sättigung der Probe mit Glycol in einer relativen Verstärkung und Verschärfung des $003_{\text{Illit}}/005_{\text{Smektit}}$ Reflexes, da der 005-Peak des Smektits näher an die 003-Linie des Illits heranrückt. Der " $10 \text{ \AA}$ " - Reflex verschiebt sich kaum. Bei 15 bis 20 % Smektit ist die Auflösung der " $10 \text{ \AA}$ " - Interferenz angedeutet. Die glycolgesättigten Präparate liefern Diagramme, in denen neben dem $10 \text{ \AA}$ - Peak eine Schulter bei etwa $11 \text{ \AA}$ zu erkennen ist.

Die SHELL- und WEAVER - Methode ergaben für Smektit Werte, die gut miteinander übereinstimmen, wenn man berücksichtigt, daß erstgenannte Methode den Anteil des Smektits an den insgesamt in der Probe vorhandenen Tonmineralien, letztere jedoch die prozentuale Beteiligung an der Wechsellagerungsstruktur angibt.

Der Gehalt der Chlorit-Vermiculit-Wechsellagerungen ist durch die SHELL-Methode nicht direkt zu ermitteln. Aus diesem Grunde wurde in Anlehnung an BISCAYE (1965), JOHNS, GRIM & BRADLEY (1954) und ECHLE (1961) die Intensität (Fläche) des $001/001$ - mixed-layer-Peaks verdoppelt und die des 001 - Illit - Peaks vervierfacht (Probe mit Äthylenglycol gesättigt). Waren außerdem noch Chlorit bzw. Smektit vorhanden, so wurde für die Intensität der 002 - Chlorit - Interferenz der "weighting factor" 2 benutzt und die Intensität des $17,5 \text{ \AA}$ - Smektit - Peaks unkorrigiert übernommen.

Die Summe der erhaltenen Flächenwerte entspricht dann 100 % der an der Probe beteiligten Tonminerale, deren Prozentwerte gleichfalls nur semiquantitativen Charakter haben.

Der Anteil des Vermiculits an der Vermiculit - Chlorit - Wechselagerung läßt sich ähnlich der des Smektit an der Smektit - Illit - Wechsellagerung an dem Ausmaß der Verschiebung des 001/ 001 - Peaks nach Glycolbehandlung ermitteln (MAC EWAN et al. 1961). Dabei wurde die Voraussetzung zugrunde gelegt, daß bei fehlendem Vermiculit ein d-Wert von $14,2 \text{ \AA}$, bei reinem Vermiculit ein solcher von ca. $17 \text{ \AA}$ zu erwarten wäre (vgl. WEAVER 1956) und die Verschiebung zwischen diesen Endwerten etwa linear erfolgt. "In a preliminary analysis of a two-component system no large errors result if it is assumed that the diffraction peaks move linearly from the position for one pure component towards nearest position of the other component as the proportions of the components alter. If the distances from neighbouring A and B positions are x and y, respectively, the proportion of A is deduced to the $y/(x + y)$ " (CARROLL 1970, S. 40, nach MAC EWAN et al. 1961).

Die Bestimmung der Illit-Kristallinität erfolgte nach der Methode von WEAVER (1960).

Nach Untersuchungen von WEAVER verbessert sich mit zunehmenden pt-Bedingungen die Kristallinität von Illit, was röntgenographisch leicht an der Zunahme der Schärfe des 001-Reflexes abgelesen werden kann. Als Maß führte WEAVER das Verhältnis der Höhe des Reflexes bei $10 \text{ \AA}$ zur Höhe bei $10,5 \text{ \AA}$ (sharpness ratio) ein. KÜBLER (1968) hingegen verwendete die Breite auf halber Höhe dieses Reflexes und gibt sie direkt in mm an (Index der Kristallinität).

Bei allen Untersuchungen erwies sich besonders die Methode nach WEAVER als vorteilhaft (vgl. SCHÖLL 1973). Um den Einfluß unterschiedlicher Smektitanteile auszuschalten, wurden sämtliche Texturpräparate vor der Messung mit Glycol bedampft. Störende Korngrößeneffekte konnten durch die Begrenzung des Korngrößenintervalles auf das Grobtonspektrum weitgehend beseitigt werden.

7. Profile und Tonmineralverteilung

Die für die einzelnen Fazieszonen zusammengestellten Sammelprofile werden in der Reihenfolge Beckenrand, Übergangsgebiet, Beckeninneres behandelt. In allen Fällen wird die Tonmineralverteilung im Zusammenhang mit der Fazies, der Korngrößenverteilung und dem Karbonatgehalt betrachtet. Zusätzlich sind Illit-Kristallinität und quellbarer Anteil der Wechsellagerungen dargestellt.

7.1 Bohrung Wollau 2 (Randfazies)

Der Muschelkalk der Randfazies ist bis in die Höhe von Grafenwöhr gliederbar (SCHRÖDER 1964). Dort erschließt die Kernbohrung Wollau 2 (Fig. 2.) fast die gesamte Schichtfolge in "amphibischer" Fazies (HAUNSCHILD & SCHRÖDER 1960, SCHRÖDER 1964). Weiter randwärts gleicht sich der Muschelkalk dem kontinentalen Keuper und Buntsandstein an und gestattet keine weitere Unterteilung mehr.

Die Bohrung Wollau 2, gelegen 1,5 km östlich von Pressath (Bl. Grafenwöhr), enthält mit 112 m fast den gesamten Muschelkalk, der ohne den "Kulmainer Pflanzensandstein" (nach SCHRÖDER 1964 und SCHRÖDER & SIEGLING 1966 noch als tiefster Abschnitt des Unteren Muschelkalks aufgefaßt) 120 m mächtig ist. Davon entfallen ca. 58 m auf den Unteren, 27 m auf den Mittleren und 35 m auf den Oberen Muschelkalk. Alle drei Abteilungen bestehen hauptsächlich aus Siltsteinen, Sandsteinen und Arkosen, in denen die Feldspäte oft zu Kaolinbutzen zersetzt sind. Nach den Korngrößenanalysen liegen keine echten Tonsteine vor (Fig. 2). Der Untere Muschelkalk enthält zusätzlich noch verschiedene dolomitische marine Horizonte. Im Mittleren Muschelkalk fehlen salinare Einschaltungen. Weiterhin ist erwähnenswert, daß nach MÄDLER die Sporomorphen des Oberen Muschelkalks denen des Unteren Keupers von Norddeutschland entsprechen (B.SCHRÖDER, mündlich).

Paläogeographisch bedeutsam für Wollau ist, daß sich im Mittleren Muschelkalk der "Umschlag zu terrestrischen Bildungsumständen mit schräggeschichteten, groben Arkosen und roten Tönen" (SCHRÖDER 1964, S. 24) vollzog. Nach SCHRÖDER (1964) erfolgte der Antransport der sandigen Komponenten einheitlich aus SE.

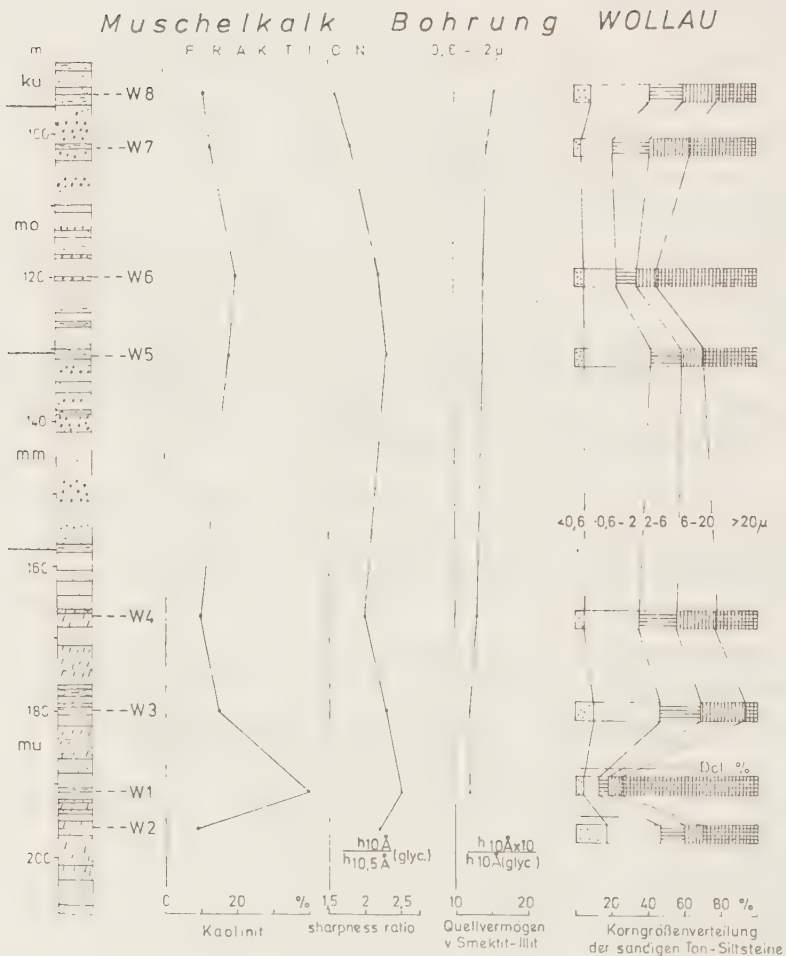


Fig. 2 : Korngrößen- und Tonmineralverteilung (Grobtonfraktion; % Illit bzw. Smektit-Illit = 100 % - % Kaolinit) sowie Illit-Kristallinität (sharpness ratio) und Quellvermögen von Smektit-Illit in der Randfazies des nordost-bayerischen Muschelkalkes.

Legende zur Profilsäule vgl. Fig. 4

Von den 8 untersuchten Proben (sandige Tonsiltsteine) sind nur die des tieferen Unteren Muschelkalks dolomitisch. Im Falle von Probe W 1 liegt sogar ein stark siltig-sandiger Dolomit vor.

Das relativ einheitliche Tonmineralspektrum besteht aus Illit bzw. einer unregelmäßigen Smektit-Illit-Wechselagerung und Kaolinit, wobei erstere Minerale stets dominieren. Der gut kristallisierte Kaolinit, der in allen Fraktionen auftritt, ist nur in der Probe W1 mit mehr als 20 % an der Fraktion 0,6-2 μ beteiligt (Fig. 2).

Die Smektit-Illit-Wechselagerung kommt in den Fraktionen 0,6 μ , 0,6 - 2 μ und 2 - 6 μ vor, in den gröberen Korngrößen wird sie durch Glimmer (2 M₁ - Glimmer) abgelöst. Der quellbare Anteil an der Wechselagerung erreicht maximal 27 %. Er weist in dem oberen Teil des Profiles höhere Werte auf als im tieferen Abschnitt (Fig. 2). Diese Zunahme der Smektit-Komponente äußert sich im Röntgendiagramm darin, daß aus einer Schulter am 10 Å - Reflex ein deutlicher Peak zwischen 10 und 13 Å entsteht.

Unterschiede liegen auch in der Kristallinität des Illits (sharpness ratio) vor. So zeigen die Illite in den beiden stratigraphisch am höchsten liegenden Proben (W 7, W 8) eine deutlich schlechtere Kristallinität als die der übrigen Illite. Nach GAUDETTE et al. (1966) nimmt der Grad der Kristallinität u.a. mit der Zunahme des mixed-layer Anteils ab. Dieser Zusammenhang trifft auch generell für den Wollauer Muschelkalk zu (Fig. 2). Das recht schwierige Problem der Illit-Kristallinität konnte jedoch in dieser Arbeit nicht weiter verfolgt werden.

Neben den erwähnten Tonmineralen kommen detritischer Kalifeldspat und Quarz in allen Proben vor, in der Probe W 7 zusätzlich noch Hämatit. Erstere lassen sich in allen Fraktionen mit Ausnahme des Korngrößenbereichs < 0,6 μ nachweisen.

Mengenmäßig liegt der Kalifeldspat in der gleichen Größenordnung wie der Quarz, oftmals auch darüber. Die maximale Korngröße erreicht bei beiden Mineralen den unteren Bereich des Mittelsandes.

Plagioklas fehlt, weil wohl ähnlich wie zur Buntsandstein-Zeit (SCHNITZER 1957, HEIM 1974) der aus dem SE, von der Böhmisches Masse stammende Detritus dieses Mineral nicht enthielt. Erst die mehr N-stämmigen Anlieferungen führten Plagioklas (FÜCHTBAUER 1974, HEIM 1974).

7.2 Sammelprofil Bayreuth (südöstliche Übergangsfazies)

7.2.1 Unterer Muschelkalk

Im Gegensatz zum Profil der Bohrung Wollau hat der Karbonatanteil (Dolomit) bei Bayreuth sehr beträchtlich zugenommen (Fig. 3). An der Basis des Muschelkalks liegt der "Grenzgelbkalk" (bis 50 cm mächtig), ein vorwiegend feinkristalliner, fossilführender Dolomit mit reichlich Quarz- und Kalifeldspat im Mittelsandbereich (TRUCKENBRODT 1971). Darüber folgt eine tonig-mergelige Folge (30 m) mit eingeschalteten Silt- bis Feinsanddolomiten, die nach GEVERS (1926) bis in das Niveau der Terebratulzone reicht. Der tonig-mergelige Komplex wird überlagert von einer Flaserdolomit-Folge (20 m), die mit der oberen Schaumkalkbank (10 - 20 cm) in typischer Fazies (RIECH & TRUCKENBRODT 1973) abschließt. Die untere Schaumkalkbank (20 - 30 cm), die als grobkristalliner, z.T. Muschelschill-führender Dolomit ausgebildet ist und 5 bis 6 m unter der Obergrenze der Dolomit-Folge liegt, tritt ebenfalls bereits auf Blatt Weidenberg in Erscheinung. Die Orbicularis-Schichten (5 m) bilden als Ablagerungen extrem flachen Wassers den Abschluß des Unteren Muschelkalks (Fig.4) und zeigen mit ihren Tonmergeln, tonigen Feinsanddolomiten und Dolomit-Feinsandsteinen die stärkste randfazielle Beeinflussung im Unteren Muschelkalk (TRUCKENBRODT 1972).

Alle untersuchten Profile der Bayreuther Übergangsfazies gehören dem dolomitischen Faziesgürtel des Unteren Muschelkalkes an. Die Proben entstammen 6 Profilen (Tab. 2), die zusammen etwa 60 % des Unteren Muschelkalkes (55 m) bedecken. Die Hauptlücke liegt in der tonig-mergeligen Folge, die nur selten natürliche Aufschlüsse aufweist.

Das Tonmineralspektrum des Bayreuther Wellenkalks ist reichhaltiger als das der Randfazies.

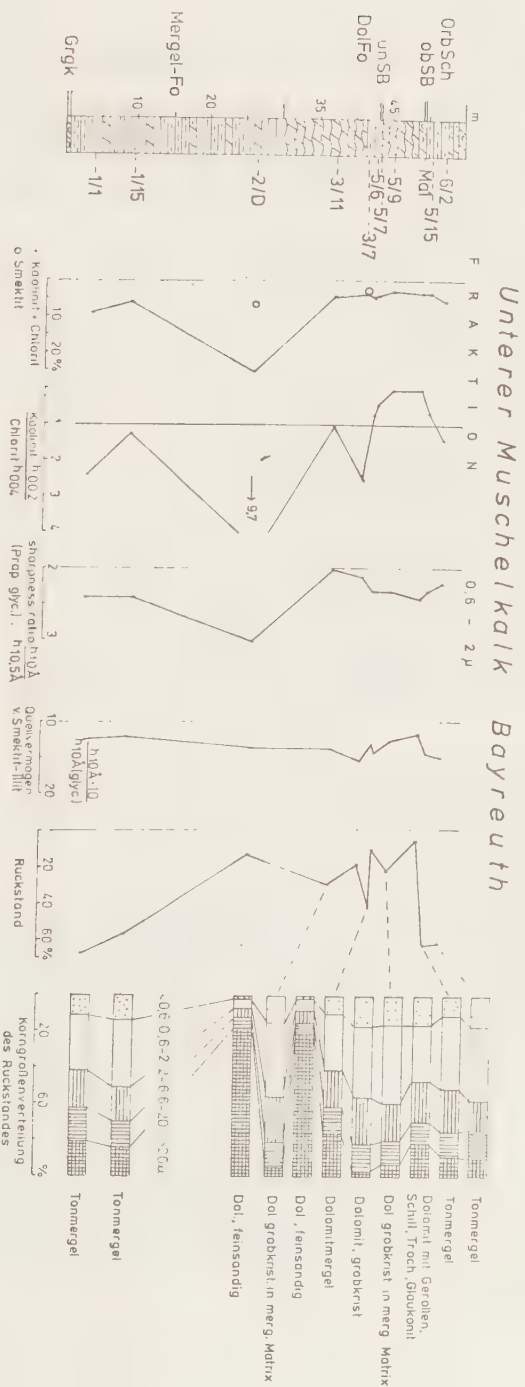


Fig. 3: Tonmineraleusammensetzung (Grobfraction) und Korngrößenverteilung des Stürerückstandes sowie Kaolinit/Chlorit-Verhältnis, Illit-Kristallinität und Quellvermögen von Smektit-Illit in der südöstlichen Übergangsfazies des nordostbayerischen Unteren Muschelkalkes.

Legende zur Profilstufe vgl. Fig. 4. Abkürzungen: OrbSch = Orbicularis-Schichten, obsB = obere Schaumkalkbank, unSB = untere Schaumkalkbank, DolFo = Dolomitfolge, Grgk = Grenzgelbkalk

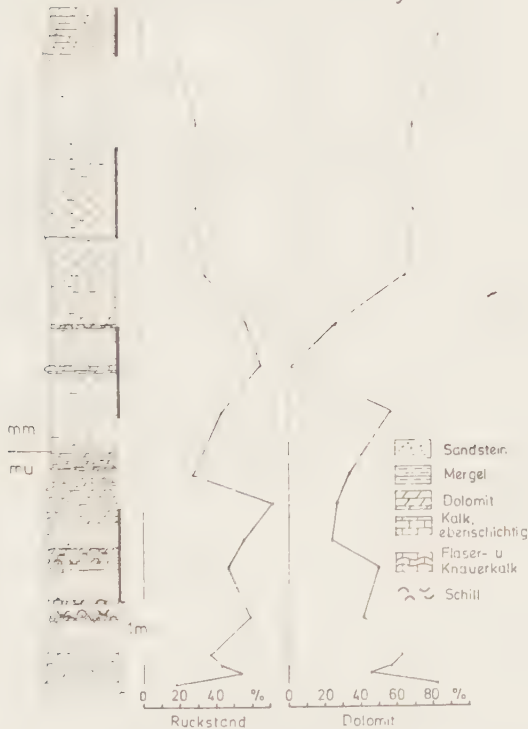
Profil	B e z e i c h n u n g	Rechtswert	Hochwert	Meßtischblatt
1	Tongrube Weidenberg	7976	3356	6036 Weidenberg
2	Linkes Steinachufer 400 m südwestlich Dühlau	7526	3574	6035 Bayreuth
3	Steinachsteilhang 350 m nordöstlich Hßflas	7520	3576	6035 Bayreuth
5	Runse 750 m südlich Untersteinach	7759	3628	6036 Weidenberg
Ma	Autobahnab-schung 1400 m südöstlich Ramsenthal	7205	4058	5935 Marktschorgast
6	Wasserhochbehälter 700 m südlich Weidenberg	8018	3286	6036 Weidenberg

Tab. 2: Beprobte Profile des Unteren Muschelkalkes
der südöstlichen Übergangsfazies (Bayreuth)

Es besteht aus Illit bzw. einer unregelmäßigen Smektit-Illit-Wechsel-lagerung, Kaolinit, Chlorit und Smektit (Fig. 3). Die beiden letzteren Minerale sind also in der Übergangsfazies neu hinzugetreten.

Wie in der Randfazies, so dominiert auch hier bei weitem Illit bzw. die Wechsellagerung Smektit-Illit, deren quellbare Komponente maximal 20 % erreicht. Die Werte für die Illit-Kristallinität schwanken zwischen 2 und 3, wobei die Proben 3/11 und 3/7 (Fraktion 0,6 - 2 μ) die relativ schlechtesten Kristallinitäten aufweisen (2,0 und 2,1). Der Anteil der glimmerartigen Minerale am Unlöslichen beträgt in der Tonfraktion, von einer Ausnahme abgesehen, stets mehr als 90 %. Kaolinit und Chlorit erreichen somit zusammen nicht einmal 10 %. Die Kaolinit-Komponente liegt also deutlich unter der des Wollaver Profils. Nur in der Probe 2/D steigt der Kaolinit-Gehalt (Fraktion 0,6 - 2 μ) auf etwas mehr als 20 % an.

Übergang Unterer/Mittlerer
Muschelkalk bei Bayreuth



**Fig. 4: Stürerückstand und Dolomitverteilung
im Grenzbereich Unterer/Mittlerer Muschelkalk
der südöstlichen Übergangsfazies**

In der Schaumkalkregion konnte Kaolinit nicht mehr bzw. nur in Spuren nachgewiesen werden. Insgesamt verhält sich der Kaolinit stratigraphisch so, daß er von der tonig-mergeligen Folge zur Dolomitfazies hin deutlich abnimmt bzw. ganz verschwindet, um in den Orbicularis-Schichten wieder anzusteigen (Fig. 3).

Verglichen mit dem Kaolinit dominiert der Chlorit (Fe-reicher Chlorit) in der Schaumkalkzone, ohne aber Werte von 3 % zu übersteigen. In der Grobfraction ($> 20 \mu$) sind Chlorit und Kaolinit nicht mehr oder höchstens in Spuren enthalten.

Smektit tritt in geringen Mengen (ca. 5 %) in jenen Proben auf, die Spitzen für Kaolinit liefern sowie prozentual viel Silt- und Feinsandmaterial enthalten. Das gesamte Unlösliche hingegen weicht nicht entscheidend von dem der anderen Proben ab.

Wie in der Randfazies, so kommen auch in allen untersuchten Proben des Unteren Muschelkalks der Übergangsfazies neben den Tonmineralen nur Kalifeldspat (in geringen Mengen authigen) und Quarz in etwa gleichen Mengenanteilen vor. Ihre Korngrößen überschreiten kaum den Feinsandbereich. In den Fraktionen $6 - 20 \mu$ und $> 20 \mu$ dominieren diese Phasen eindeutig, während im Intervall $0,6 - 2 \mu$ bei beiden Mineralen oft schon die Nachweisgrenze erreicht ist.

7.2.2 Mittlerer Muschelkalk

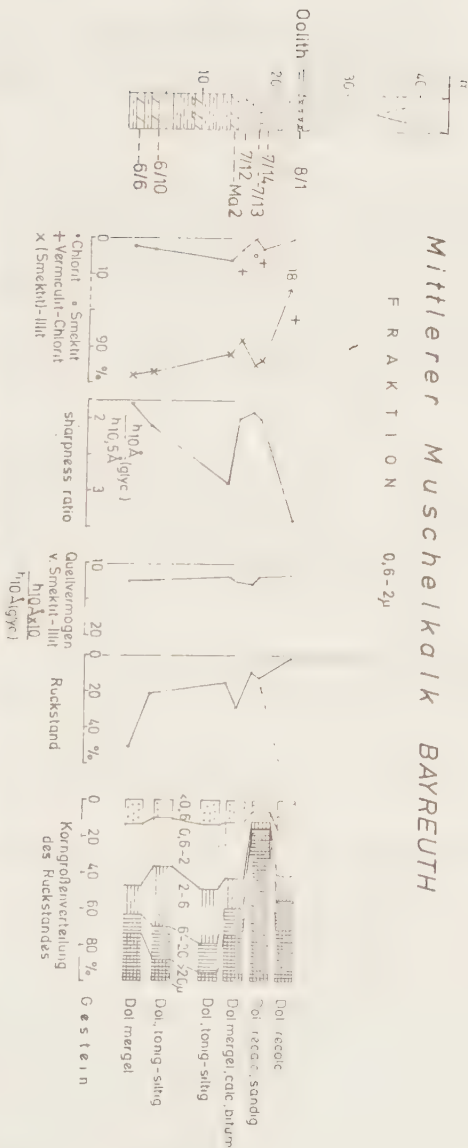
Der Mittlere Muschelkalk von Bayreuth liegt in einer dolomitisch-sulfatischen (50 m) und in einer evaporitfreien Ausbildung (44 m) vor. Erstere Folge besteht hauptsächlich aus Dolomit, Dolomitmergel, Anhydrit und Gips. Sie ist durch den "Mittleren Oolith" (bis 60 cm) in einen unteren und oberen Abschnitt gliederbar. Der Oolith erweist sich als gipsreicher Oodolarenit, dessen dolomitischer Zement bis auf einige Reste durch sperrig-stengeligen Gips verdrängt wurde.

Der evaporitfreie Mittlere Muschelkalk (Fig. 5) besteht aus z.T. fossilführenden Ton- und Dolomitmergeln (TRUCKENBRODT 1971), in die calcitisierte Dolomite und Rauhwacken eingeschaltet sind.

Mittlerer Muschelkalk BAYREUTH

F R A K T I O N

0,6-2 μ



Nach LEINE (1971) sind die monomikten Rauhwacken des Mittleren Muschelkalkes nicht durch Auslaugung von Gips entstanden.

Für beide Entwicklungen gilt gleichermaßen, daß der terrigene Einfluß in Form klastischer Einschaltungen nur geringe Bedeutung hat.

Die untersuchten Proben entstammen hauptsächlich 2 Profilen aus dem unteren Abschnitt (nur dieser war erschlossen) der sulfatfreien Fazies (Profil Nr. 6: am Wasserhochbehälter 700 m südlich Weidenberg, R 8018, H 3286, Bl. Weidenberg; Profil Nr. 7: Straßenböschung 1,5 km südlich Weidenberg, R 7956, H 3193). Zusätzlich wurde der Oolith der Evaporit-Folge bearbeitet.

Die Tonmineralzusammensetzung der Dolomite und Dolomitmergel ist in erster Linie durch Illit ($> 90\%$ in der Fraktion $< 2\mu$) mit im Mittel 15% Smektit-Komponente gekennzeichnet. Eine Ausnahme bildet der Oolith der dolomitisch-sulfatischen Fazies, dessen Tonfraktion zu ca. 80% aus einer 2:3 Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung besteht, die eine starke Tendenz zum geordneten Zustand besitzt und große Ähnlichkeit mit dem Cotrensit aufweist. Geringe Mengen dieses mixed-layer Minerals ($< 10\%$) sind ebenfalls in 2 Proben der salinarfreien Folge vorhanden (Fig. 5).

In einem feinsandigen, calcitisierten Dolomit (Probe 7/13) wurde neben Illit mit besonders schlechter Kristallinität (1,9) außerdem auch etwas Smektit gefunden.

Ferner tritt Chlorit (Fe-reicher Chlorit) auf. Er ist mit ca. 5% an der Tonfraktion des Säurelöslichen beteiligt. Auch dort, wo Chlorit neben der Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung vorkommt, ist eine Erkennung aufgrund des unterschiedlichen thermischen Verhaltens möglich.

Kaolinit fehlt, im Unterschied zum Wellenkalk, im Mittleren Muschelkalk vollständig.

Neben den genannten Tonmineralien treten wie im Unteren Muschelkalk Kalifeldspat und Quarz zu gleichen Anteilen auf. Der Kalifeldspat, z.T. authigen, kann mengenmäßig auch deutlich den Quarz übertreffen. Die maximale Korngröße beider Minerale (Detritus) liegt im Feinsand- und Mittelsandbereich. In diesen Intervallen sind die glimmerartigen Minerale schon sehr zurückgetreten.

Erstmals erscheint auch Plagioklas ($< 10\%$) in 2 Proben der sulfatfreien Fazies (7/12, 7/13). Im gipsreichen Oolith konnte er hingegen nicht nachgewiesen werden.

Schließlich sei Goethit erwähnt, der für calcitisierte Dolomite charakteristisch ist. Infolge des geringen Einbauvermögens von Fe in den bei der Dedolomitisierung gebildeten Calcit tritt eine Selbstreinigung unter Bildung von Goethit-Säumen um die wachsenden Kristalle ein (FUCHTBAUER 1974).

Der röntgenographische Nachweis von Goethit deutete in allen Fällen, ebenso bei Proben des Oberen Muschelkalks, auf Dedolomitisierungserscheinungen hin, die mikroskopisch bestätigt wurden. Es dürfte erwiesen sein, daß sich dieser Prozeß in oberflächennahen Bereichen abspielte (SCHÜLLER 1967, AUST 1969, BACHMANN 1973, RIECH 1973).

7.2.3 Oberer Muschelkalk

Der etwas über 60 m mächtige Bayreuther Hauptmuschelkalk setzt sich hauptsächlich aus Schillkalken und Mergeln zusammen (Fig.6). Dichte Kalke sind von untergeordneter Bedeutung. Randfaziale Einflüsse äußern sich im Auftreten fröhdiaogenetischer (Beckenrand-) Dolomite und in mit diesen vergesellschafteten dolomitischen Fein- bis Mittelsandsteinen. Ebenfalls auf Küstennähe weisen die mächtigen Trochitenkalke bzw. -dolomite (7 m) südlich Weidenberg hin, die als randnahe Akkumulationen gedeutet werden (vgl. H.SCHMIDT 1944).

Die Trochitenfazies ist nordwestlich von Bayreuth nur schwach

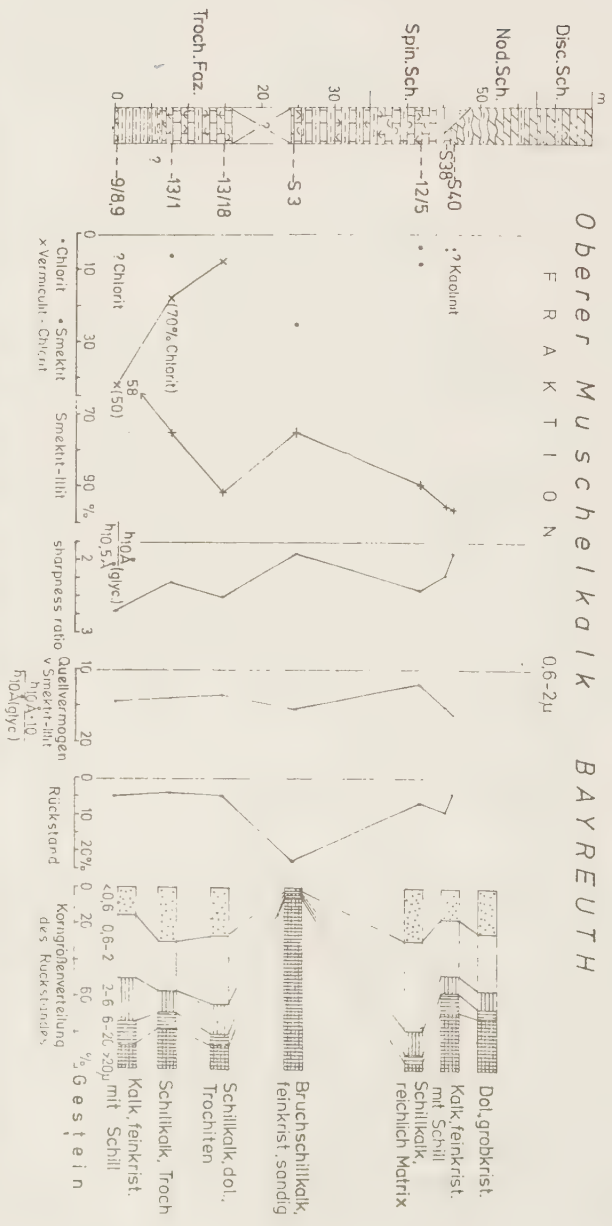


Fig. 6: Korngrößenverteilung und Tonmineraleinschätzung (Grobtefraktion) des Säurerückstandes sowie Illit-Kristallinität (sharpness ratio) und Quellvermögen von Smektit-Illit in der südöstlichen Übergangsfazies (Bayreuth) des nordostbayrischen Oberen Muschelkalke.

Legende zur Profilschule vgl. Fig. 4. Abkürzungen: Disc. Sch. = Discoceratiten-Schichten, Nod. Sch. = Nodosus-Schichten, Spin. Sch. = Spinosus-Schichten, Troch. Faz. = Trochiten-Fazies

oder überhaupt nicht entwickelt (WELZEL 1963, GEVERS 1926, HERTLE & SCHRÖDER, 1970). Weiter in Richtung Beckenrand gehen die Trochitenkalke rasch in Dolomite, stark sandig durchsetzte Glaukonitdolomite und schließlich in Sandsteine über (SCHRÖDER & SIEGLING 1966, TRUCKENBRODT 1971). Schon bei Weidenberg können die Trochitenschichten mit dm-starken Feinsandsteinen vergesellschaftet sein (WEISS 1954). Der Abstand zum Mittleren Muschelkalk beträgt mindestens 7 m. Die Grenze selbst ist durch einen pyritführenden Schillkalk gekennzeichnet, über dem hauptsächlich Mergel folgen. Hornsteine und "Oberer Oolith", die im Normalprofil den Grenzbereich charakterisieren (EMMERT 1964), treten beckenwärts erstmals bei Bindlach auf (REIS 1923, TRUCKENBRODT, unpubl.). Dort führt der Oolith Reste von Solenoporen, die onkoidisch umkrustet sind. Diese Vergesellschaftung der Algen-Bruchstücke mit Ooiden beschreiben auch BACHMANN (1973) aus dem stratigraphisch äquivalenten Unteren Oolith Südwestdeutschlands und RIECH (1976) aus dem Coburger Wellenkalk, der außerdem aus 6 Horizonten Corallinaceen lieferte (RIECH 1976).

Der mittlere Hauptmuschelkalk besteht aus einer Wechselfolge von Schillkalcken (bankig, plattig, knauerig), plattigen Mikriten und Mergeln, die reichlich *Evolutus*- und *Spinosus*-Formen führen. Auf engstem Raum, bei Lessau, vollzieht sich ein lateraler Fazieswechsel zu ceratitenarmen, mergelig-dolomitischen Schichten mit Feinsandgehalten (WEISS 1954).

Der ca. 20 m mächtige obere Hauptmuschelkalk mit *Nodosen*- und *Discoceratitens*schichten (WEISS 1954, WELZEL 1963, SCHRÖDER 1964) enthält südöstlich Bayreuth im unteren Abschnitt den im stark bewegten küstennahen Flachwasser sedimentierten, bis 3,50 m mächtigen Lessauer Werksandstein (WEISS 1954, TRUCKENBRODT 1971).

Für die Dolomitverteilung läßt sich folgendes stratigraphisches Schema angeben: Nördlich Bayreuth liegen im großen und ganzen nur die Discoceratitenschichten in dolomitischer Ausbildung vor. Westlich Lessau dagegen hat die Dolomitisierung bereits auf die Nodosenschichten herabgegriffen. Bei Lessau selbst ist schließlich auch der mittlere Hauptmuschelkalk dolomitisiert.

Aus dem oberen Muschelkalk von Bayreuth wurden insgesamt 10 Profile beprobt. Die stratigraphische Einstufung der 14 entnommenen Proben ist in allen Fällen mit hinreichender Genauigkeit gesichert. Bezeichnung und genaue Position der Profile sind der Fig. 7 und der Tab. 3 zu entnehmen.

Der Hauptmuschelkalk besitzt ebenso wie der Mittlere Muschelkalk ein etwas reichhaltigeres Tonmineralpektrum als der Wellenkalk (Fig. 6,8,9). Am häufigsten und auch mengenmäßig am stärksten vertreten ist wieder Illit bzw. eine unregelmäßige Illit-Smektit-Wechselagerung, die nur im unteren Teil des Profils beträchtlich unter 90 % (Anteil an der Tonfraktion des Unlöslichen) absinkt. Im oberen Hauptmuschelkalk von Lessau und Hegnabrunn enthält diese Verbindung mit 27 % Smektit den höchsten quellbaren Anteil. Die Illit-Kristallinität schwankt zwischen 1,7 und 3,0 (sharpness ratio), was Halbwertsbreiten des 10 Å-Reflexes von 10,5 nm und 5,5 nm entspricht.

In der Reihenfolge ihrer Bedeutung treten neben Illit noch Chlorit, Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen, Smektit und sporadisch Kaolinit auf. Die unregelmäßige Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung ist besonders für den Grenzbereich Mittlerer/Oberer Muschelkalk charakteristisch. Hier nimmt sie fast die gleiche Menge wie Smektit-Illit ein. Geringe Gehalte ($< 10\%$) lassen sich außerdem in der Trochitenfazies und im Profil Hegnabrunn nachweisen.

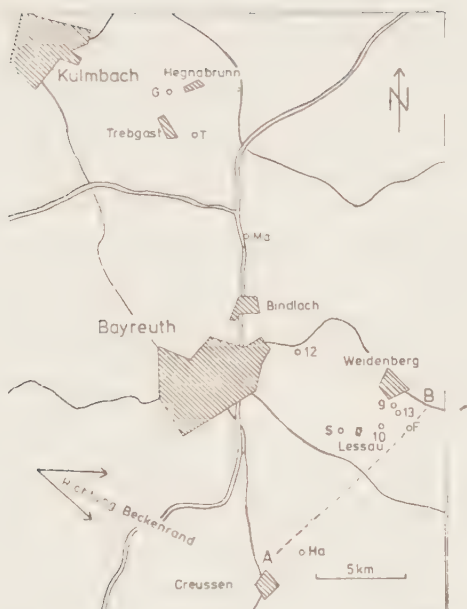


Fig. 7: Lage der beprobten Hauptmuschelkalk-Profile der südöstlichen Übergangsfasies (vgl. auch Tab. 3).

Die Linie A-B trennt kaolinitführende Trochiten-dolomite im SE von kaolinitfreien Trochiten-kalken im NW

Smektit ist nur in der Probe S 3 (mittlerer Hauptmuschelkalk) stärker beteiligt (mit ca. 25 % an der Tonfraktion), ansonsten liegen die Werte bei 5 % und darunter. Das gleiche gilt auch für Chlorit, der hauptsächlich in den Proben vorkommt, in denen die Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung fehlt.

Profil	B e z e i c h n u n g	Rechts- wert	Hoch- wert	Meßtischblatt
1 MB	Wegböschung 1 km westlich Benk	7205	4204	5935 Marktschorgast
9	Weg 800 m südlich Weidenberg	8020	3268	6036 Weidenberg
13	Steinbruch 1,2 km südlich Weidenberg	8030	3238	6036 Weidenberg
F	Schürfgrube 400 m nordöstl. Fischbach	8134	3140	6036 Weidenberg
10	Straßenböschung 2 km südlich Weidenberg (Kreuzstein)	7962	3164	6036 Weidenberg
Ha	Steinbruch 2,5 km nordöstl. Creußen	7510	2486	6135 Creußen
S	Böschungsanschnitt 800 m östl. Stockau	7722	3132	6036 Weidenberg
12	Steinachböschung 150 m westlich Hüfles	7474	3568	6035 Bayreuth
G	Steinbruch 1 km westlich Hognabrunn	6810	5008	5935 Marktschorgast
T	Schürfgrube 1,5 km östl. Trebgast	6920	4808	5935 Marktschorgast

Tab. 3: Beprobte Profile des Hauptmuschelkalkes der
südöstlichen Übergangsfazies

Kaolinit konnte mit Sicherheit nur im Trochitendolomit von Creußen (Ha) und in Spuren im Profil Fischbach (F) der Bayreuther Trochitenfazies nachgewiesen werden, weiter beckenwärts in den Trochitenschichten dagegen nicht mehr.

Die Verbindungslinie zwischen beiden Aufschlüssen (A-B; Fig.7) trennt in etwa kaolinitführende Dolomite im SE von kaolinitfreien Kalken im NW.

An Nicht-Tonmineralien sind Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas und Goethit anzuführen. Goethit ist in fast allen Proben der Trochitenfazies als Hinweis für Dedolomitierungs-Erscheinungen vorhanden. Calcit und Dolomit können dabei zonar alternieren (TRUCKENBRODT 1971).

Kalifeldspat und Quarz, beide z.T. authigen, dominieren in der Silt- und Sandfraktion (maximale Korngröße im Mittelsandbereich) und kommen annähernd zu gleichen Teilen in allen Proben der Bayreuther Übergangsfazies vor. Plagioklas ($< 5\%$) hingegen ist mit Ausnahme der Proben S 3 und 12/5 nur auf das weiter beckenwärts gelegene Hegnabrunner Profil beschränkt und findet sich nicht zusammen mit Vermiculit-Chlorit. Merkmale, die für authigene Albite sprechen (vgl. FUCHTBAUER 1974), konnten unter dem Mikroskop nicht beobachtet werden.

Die Hornsteine des Grenzbereiches Mittlerer/Oberer Muschelkalk bestehen aus Quarz und nicht aus Chalcedon, wie die Aufspaltung des Interferenzdubletts bei $1,37 \text{ \AA}$ im Röntgendiagramm zeigt (FLÖRKE 1962, 1967).

7.3 Sammelprofil Kronach (nordwestliche Übergangsfazies)

7.3.1 Unterer Muschelkalk

Der Untere Muschelkalk von Kronach ist mit $92,5 \pm 1,7$ mal mächtiger als der bei Bayreuth. Das Verhältnis der Mergellagen in den Profilen ergibt ungefähr den gleichen Wert, wenn man Mergelanteil Bayreuth durch Mergelanteil Kronach dividiert.

Trochiten-fazies BAYREUTH

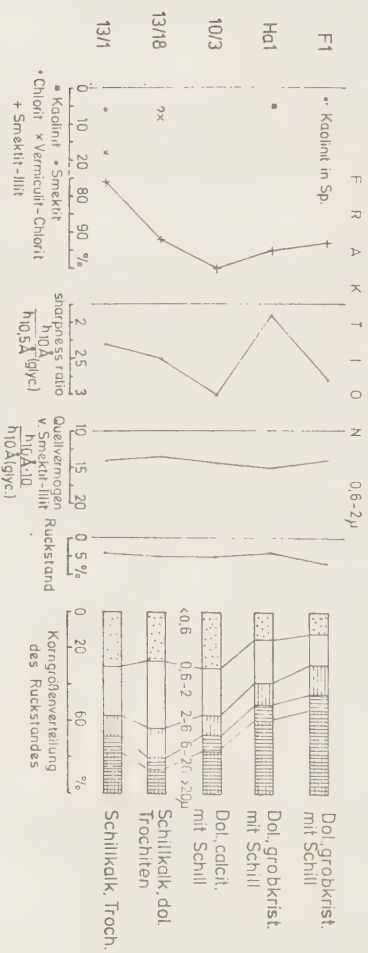


Fig. 8: Korngrößenverteilung und Tonmineraleinsatzung (Grobtonfraktion) des Stureückstandes sowie Illit-Kristallinität (sharpness ratio) und Quellvermögen von Smektit-Illit in der Bayreuther Trochitenfazies (südöstliche Übergangsfazies)

Oberer Muschelkalk (Ausschnitt) HEGNABRUNN

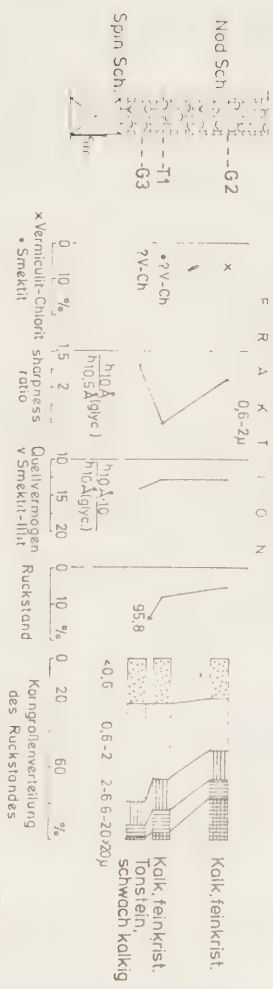


Fig. 9: Korngrößenverteilung und Tonmineraleinschätzung (Grobtafraktion) des Stubruckstandes sowie Illit-Kristallinität (sharpness ratio) und Quellvermögen von Smektit-Illit in 3 Proben der südöstlichen Übergangsfazies (Hegnabrunn) des nordostbayerischen Hauptmuschelkalkes.

Legende zur Profilstule vgl. Fig. 4. Abkürzungen vgl. Fig. 6

Bei Coburg schließlich beträgt die Mergelbeteiligung nur noch etwa $1/4$ der des Kronacher Wellenkalks.

Im Unterschied zu Bayreuth fehlen bei Kronach Feinsandsteinlagen. Auch ist die Dolomitführung im wesentlichen nur auf die untersten und obersten Meter des Wellenkalks beschränkt (Fig. 10).

Die Überwiegend kalkige Ausbildung reicht in Richtung Beckenrand bis auf die N-Hälfte des Blattes Marktschorgast. Dort wird sie dann fast unvermittelt von der in der südöstlichen Übergangsfazies bekannten weniger mächtigen Dolomitfolge abgelöst. Fazieswechsel und Mächtigkeitsreduktion werden als Auswirkungen der Kulmbacher Schwelle (SCHNITZER 1957, LEITZ mündlich) gedeutet, die, als paläogeographische Struktur der Buntsandsteinzeit, zumindest bis an das Ende des Unteren Muschelkalks weiterbestand (vgl. SCHRÖDER 1971).

Charakteristisch für die mehr beckenwärts gelegenen Profile ist die starke Coelestinführung (RIECH 1976, RIECH & TRUCKENBRODT 1973). Dieses Mineral, welches im Mittleren und Oberen Muschelkalk offenbar fehlt, kann sozusagen als Leitmineral für den Wellenkalk angesehen werden. RIECH (1976) konnte auch noch im dolomitischen Faziesgürtel des Bayreuther Raumes Dolomitpseudomorphosen nach Coelestin nachweisen.

Eine ausführliche Darstellung des Unteren Muschelkalks bei Kronach lieferten RIECH & TRUCKENBRODT (1973). In ihr wurden neben einer feinstratigraphisch-faziellen Gliederung auch die Faziesbeziehungen zum Coburger und Bayreuther Profil erörtert.

Als charakteristische Tonmineralassoziation kommen im Kronacher Wellenkalk, wie bei Bayreuth, Illit bzw. Smektit-Illit-Wechselagerung, Chlorit und Kaolinit vor (Fig. 10). In allen Proben enthält die Tonfraktion mehr als 90 % Illit, der zwischen 10 und 20 % Smektit führt. Die Illit-Kristallinität der mit Äthylenglycol behandelten Proben liegt zwischen 1,9 und 2,9.

Chlorit ist über das gesamte Profil verteilt.

Unterer Muschelkalk KRONACH

FRAKTION 0,6-2µ

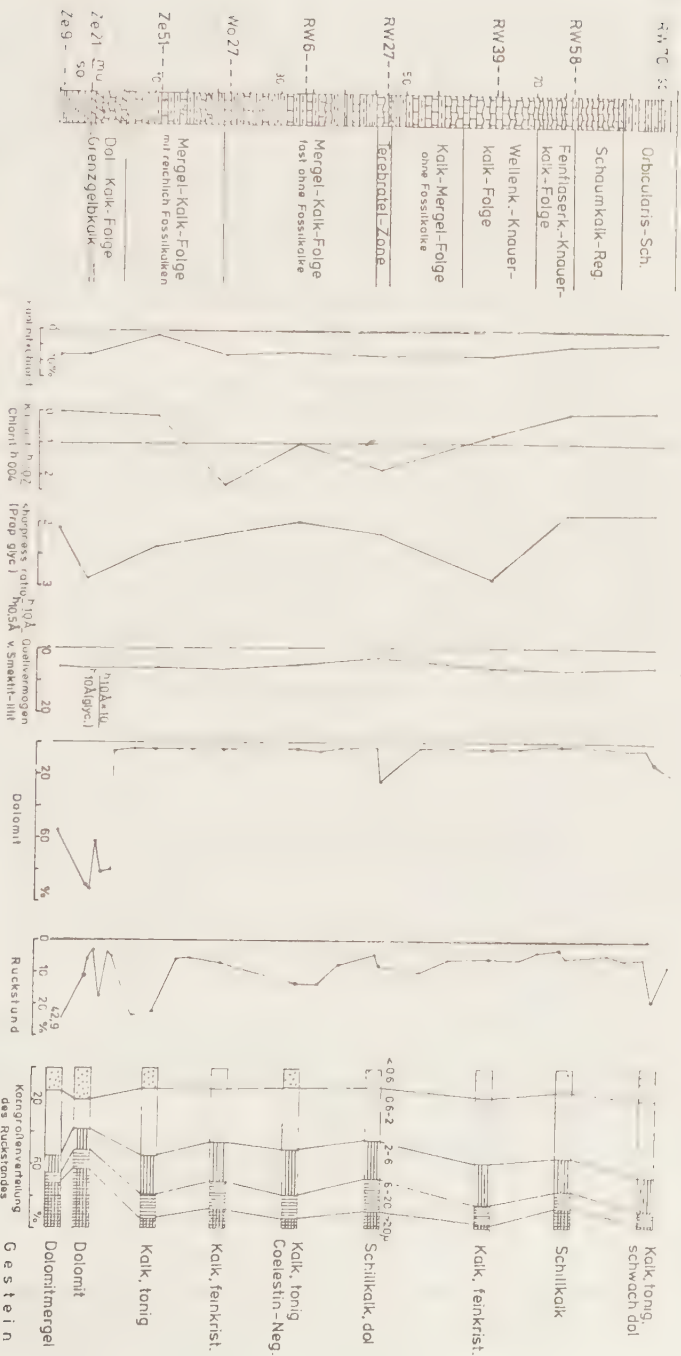


Fig. 10: Korngrößenverteilung und Tonmineralezusammensetzung (Grobtonfraktion) des Sturoruckstandes sowie Kaolinit/Chlorit-Verhältnis, Illit-Kristallinität (shorpress rotit), Quellvermögen von Smektit-Illit und Dolomitanteil in der nordwestlichen Übergangsfaszies des nordostbayerischen Unteren Muschelkalkes.
Legende zur Profilbule vgl. Fig. 4

Von der Mergel-Kalk-Folge (fast ohne Fossilkalke) bis einschließlich der Kalk-Mergel-Folge (ohne Fossilkalke) überwiegt Kaolinit gegenüber Chlorit. Möglicherweise tritt im unteren Abschnitt des Profils Kaolinit noch in Spuren auf. In der Schaumkalk-region und in den Orbicularis-Schichten hingegen wurde er selbst mit speziellen Methoden (vgl. Kap. 5.2.2) nicht gefunden.

Zwischen dem fruhdiagenetischen Dolomit des "Grenzgelbkalkes" und dem Dolomitmergel des Oberen Buntsandsteins besteht ton-mineralogisch kein Unterschied.

Die wichtigsten Nicht-Tonminerale sind Quarz (z.T. authigen), Coelestin, Kalifeldspat, Plagioklas und Fluorit. Mit Ausnahme des authigenen Flußspats in den schwach dolomitischen Orbicularis-Schichten (? Hinweis auf die salinaren Verhältnisse im Mittleren Muschelkalk) kommen alle anderen genannten Phasen über das gesamte Profil verbreitet vor. RIECH (1976) konnte Flußspat auch noch im oberen Wellenkalk von Coburg und Würzburg nachweisen.

Im Unterschied zum Unteren Muschelkalk von Bayreuth tritt Plagioklas bei Kronach zusätzlich auf. Da Hinweise für dessen Neubildung fehlen, wird er von Plagioklas-führendem Detritus der Böhmisches Masse abgeleitet, der wahrscheinlich aus E oder NE, nicht jedoch aus SE in das Becken eingebracht wurde (vgl. Kap. 7.1). Die höchsten Plagioklas-Werte (20 - 30 % der Grobsilt-Sandfraktion) konnten im oberen Wellenkalk nachgewiesen werden. Der Kalifeldspat verhält sich gerade umgekehrt. Mengennäßig werden die Feldspäte vom Quarz übertroffen.

Was die maximalen Korngrößen des gesamten (unlöslichen) Detritus anbetrifft, so haben diese deutlich von Bayreuth (Mittelsand) nach Kronach (Feinsand) abgenommen.

Über das Auftreten des Coelestins berichtet RIECH (1976) ausführlich.

7.3.2 Mittlerer und Oberer Muschelkalk

Der Mittlere Muschelkalk von Kronach ist nur unzureichend erschlossen. Stratigraphisch verwertbar ist lediglich der Steinbruch

Krauss westlich Renschlitz (Blatt Wallenfels R 5617, H 7104), dessen tiefste Schichten mit Rauhwacken, Dolomitmergel, Kalkmergel und Kalkmikrit dem obersten Mittleren Muschelkalk angehören. Aus diesem Grund konnten nur einige Proben untersucht werden.

Insgesamt dürfte der Mittlere Muschelkalk mindestens etwas über 40 m mächtig sein, denn auf dem Nachbarblatt Kulmbach ermittelten HERTLE & SCHRÖDER (1970) eine Mächtigkeit von 41 - 42 m, die mit der der Bayreuther Schichtfolge vergleichbar ist. Die dolomitischen Mergel in der Grenzzone Mittlerer/Oberer Muschelkalk lieferten Skelettelemente von Pachypleurosauridae gen. indet. und Abdrücke des Krebses *Pemphix sueuri* DESMAREST (EMMERT 1972). Erstere fand R. WILD auch bei Bayreuth, dort 4 m unter dem Mittleren Zellenkalkstein (TRUCKENBRODT 1972).

Die Grenze zum Oberen Muschelkalk kann man im Gelände mit dem ersten Einsetzen von Hornsteinlinsen ziehen, die auf 3 diskrete Zonen (Fig. 11) verteilt sind. Unter Zugrundelegung dieser Grenzziehung ist der Kronacher Hauptmuschelkalk ca. 67 m mächtig (37 m unterer, 12 m mittlerer, 17-18 m oberer Hauptmuschelkalk) und somit nur geringfügig mächtiger als das faziell sehr ähnliche Bayreuther Äquivalent.

Aus der Kalk-Mergel-Folge hebt sich im Hangenden die dolomitische Fazies der Semipartitus-Schichten mit bis zu 75 % Dolomitgehalt (SALGER in EMMERT & HORSTIG 1972) heraus. Frühdiagenetischer Dolomit, in Form unregelmäßig verteilter Nester, setzt jedoch schon in den Nodosen-Schichten (GEVERS 1926, SCHRÖDER 1974) ein, die 3 m unter der "Quader-Kalk" - Fazies einen faserigen Schillkalk mit dünner Silifizierungs-Zone enthalten (Fig. 11). Für den mittleren und oberen Hauptmuschelkalk ist zudem charakteristisch, daß neben dieser Silifizierungs-Zone Schalenschill in Kieselsäureerhaltung auftritt (vgl. BACHMANN 1973), der sich z.T. auch noch in der Bayreuther Fazies nachweisen läßt. Wichtige Horizonte sind weiterhin, im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Muschelkalk, die Hauptencriniten-Bank und der "Obere Oolith" (Fig. 11, vgl. auch Kap. 7.2.3)

Außer dem bereits erwähnten Steinbruch Krauss wurden der Gemeindesteinbruch Dürflas (R 5420, H 6935) und der Bruch an der Schrammesmühle bei Unterrodach (R 5670, H 6794) bearbeitet.

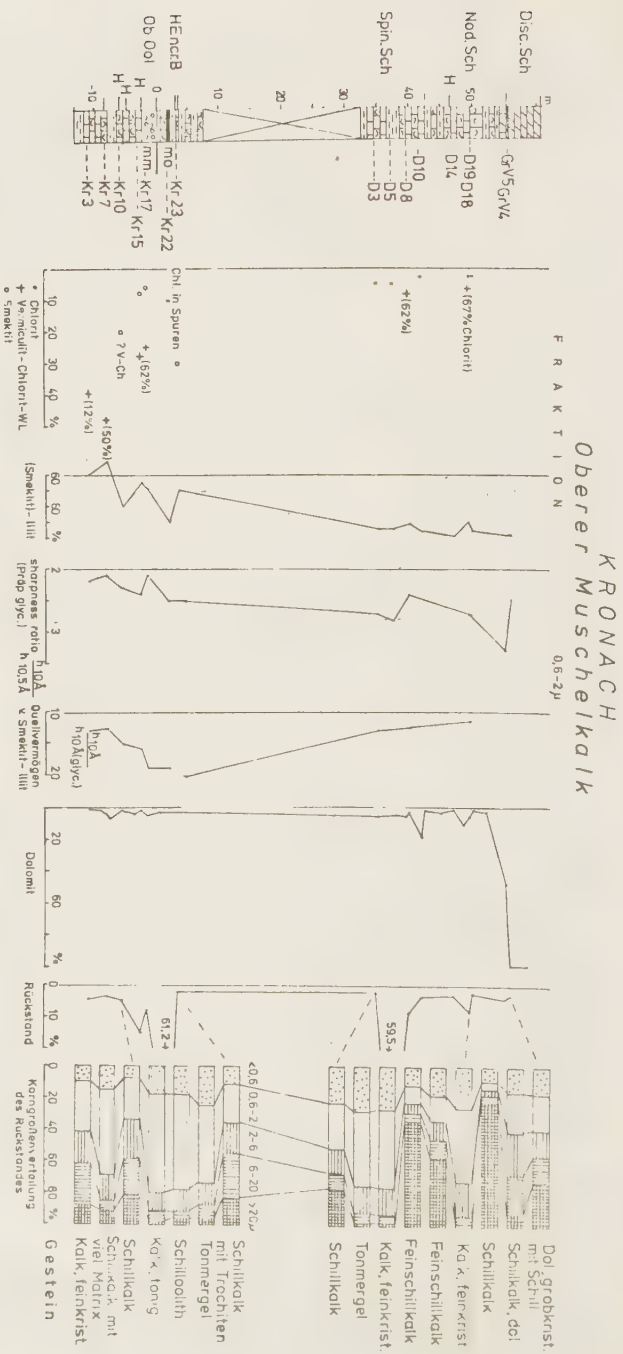


Fig. 11: Kerngrößenverteilung und Tonmineralzusammensetzung (Grobtafraktion) des Sturzdicktandes sowie Illit-Kristallinität (sharpness rotio), Quellvermögen von Smektit-Illit und Deolomitteil in der nordwestlichen Übergangsfasies des nordostbayerischen Mittleren/Oberen Muschelkalkes.

Beide Aufschlüsse liegen ebenfalls auf Blatt Wallenfels.

Tonmineralogisch hebt sich die Schichtenfolge im Grenzbereich Mittlerer/Oberer Muschelkalk, bis zum glaukonitischen Oolith, durch erhöhte Werte einer unregelmäßigen Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung heraus. Diese Wechselagerung erreicht maximal in der Tonfraktion etwa 50 % des Tonmineralbestandes. In der Probe Kr 7 zeigt sie eine Tendenz zum geordneten Zustand. Vermiculit-Chlorit tritt im höheren Hauptmuschelkalk nur noch spärlich auf, z.T. eindeutig neben Chlorit. Es hat den Anschein, als ob generell im Profil die Chlorit-Komponente der Wechselagerung vom Liegenden zum Hangenden zunimmt. Der eindeutige Nachweis dieses Minerals in der Siltfraktion war nicht mehr möglich.

Die Tatsache, daß Vermiculit-Chlorit über dem Oolith-Kalk fehlt bzw. nur noch stark untergeordnet neben Illit vorkommt, läßt sich stratigraphisch verwerten, da sie mit der Grenzziehung zum Mittleren Muschelkalk, wie sie in Mainfranken gehandhabt wird, harmonisiert (HOFFMANN 1967). Dort schließt nämlich der Oolith als sog. "Oberer Oolith" den Mittleren Muschelkalk ab. Ob allerdings beide Oolithe genau identisch sind, läßt sich nicht mit Sicherheit sagen.

Somit bieten sich für die Festlegung der Hauptmuschelkalk-Untergrenze zwei Alternativen an:

1. den Hauptmuschelkalk mit dem ersten Auftreten der Hornsteine und Schillkalke beginnen zu lassen
oder
2. die Grenze tonmineralogisch zu fixieren, indem die Karbonate mit den höheren Vermiculit-Chlorit-Gehalten noch dem Mittleren Muschelkalk zugeordnet werden.

Letztere Grenzziehung hätte den Vorteil einer Übereinstimmung mit den mainfränkischen Verhältnissen. Da die Oolith-Oberkante 8 m über dem ersten Hornstein-Horizont liegt, rückt die Grenze Mittlerer/Oberer Muschelkalk bei einer tonmineralogischen Interpretation um diesen Betrag höher. Auch für das Bayreuther Profil wäre eine entsprechende Verschiebung der Grenze vorzunehmen.

Die Smektit-Illit-Wechselagerungen dominieren besonders im mittleren und oberen Hauptmuschelkalk. Die Beteiligung dieser Minerale an der Tonfraktion des Unlöslichen beträgt zwischen 90 und 100 % bei einer

Smektit-Komponente, die mit 30 % ihr Maximum im unteren Hauptmuschelkalk erreicht, im höheren Abschnitt des Profils jedoch 15 % nicht übertrifft.

Die Illit-Kristallinität verhält sich etwa gegenläufig zum quellbaren Anteil der Wechsellagerung: Im Hauptmuschelkalk mit den niedrigsten Smektit-Werten (bis 15 %) ist die Kristallinität des Illits am besten (2,4 - 3,6), im Mittleren Muschelkalk mit der höchsten Smektit-Komponente (bis 30 %) dagegen am schlechtesten (2,1 - 2,4). Smektit tritt auch als selbständige Phase im Steinbruch Krauss auf und zwar in den Proben Kr 10, Kr 15 und Kr 17 neben Vermiculit-Chlorit. In den Proben des mittleren und oberen Hauptmuschelkalkes konnte er dagegen nicht nachgewiesen werden. Bemerkenswert ist, daß sich die Tonfraktion der "Haupt-Encriniten-Bank" durch einen höheren Smektit-Gehalt aus den anderen Proben heraushebt.

Als charakteristisches Tonmineral des Oberen Muschelkalks hat der Chlorit zu gelten, auch wenn er (in der Tonfraktion) nur selten 10 % erreicht. Höhere Werte konnten dagegen in der Feinsiltfraktion (bis 15 %) festgestellt werden. Kaolinit fehlt im gesamten Profil.

Die wichtigsten Nicht-Tonminerale sind Quarz und Kalifeldspat, wobei der Kalifeldspat sehr stark hinter dem Quarz zurücktritt.

Plagioklas konnte nur in Spuren im Hauptmuschelkalk gefunden werden. Daneben ist noch Goethit als Begleiterscheinung der Dedolomitisierung, vor allem in den Braunkalken des höchsten Hauptmuschelkalks, anzuführen.

Quarz erscheint in Form von diskreten Hornsteinlinsen und -bündern, als Silifizierungszone (unscharfe Begrenzung) im Schillkalk, in Form von verkieselten Fossilschalen mit eingeschlossenen Calcit-Resten, euhedral (authigen mit Karbonateinschlüssen) und detritisch. Recht viele biterminierte Quarze enthalten die Proben Kr 23 und GrV 4.

Kalifeldspat ist in einigen Fällen an seiner rechteckigen Form (authigen) zu erkennen.

Die Korngrößenverteilung des unlöslichen Rückstandes, insbesondere die der Biogenkalle, stellt somit eine Mischung diagenetischer

Kristallgrößen mit detritischen Korngrößen dar. In den Proben des mittleren und oberen Hauptmuschelkalks besteht die größte Fraktion fast nahezu aus silifiziertem Schill. Nur Tonmergel und Mikrite zeigen in guter Näherung echte (= detritische) Korngrößen, die dann das Feinsandintervall nicht überschreiten.

7.4 Sammelprofil Coburg (Beckenfazies)

7.4.1 Unterer Muschelkalk

Feinstratigraphie und Petrographie des Unterer Muschelkalks von Coburg wurden ausführlich von RIECH (1971, 1972, 1973, 1976) behandelt. Vergleiche mit der Übergangsfazies sind bei RIECH & TRUCKENBRODT (1973) enthalten. Im Folgenden werden nur einige wichtige Ergebnisse referiert:

Das Coburger Profil (94 m) besteht hauptsächlich aus horizontalgeschichteten, faserigen und knauerigen feinkristallinen Kalken sowie organogenen Detrituskalken, die, in dieser Reihenfolge, als asymmetrische Zyklothene (bis 2 m mächtig) auftreten können. Die Mergelbeteiligung ist gering. Sie beträgt bis zur Terebratelbank nur noch etwa 1/4 der des entsprechenden Kronacher Profilabschnittes. Niedrig im allgemeinen sind auch die Mg-Werte ($MgO < 1\%$), nur Fossilkalke und die Grenzbereiche zum Röt und zur Anhydrit-Gruppe besitzen wie bei Kronach etwas höhere Dolomitgehalte. Coelestin dagegen tritt über das ganze Profil verbreitet auf. Hervorzuheben ist der erste Nachweis von Corallinaceen und Solenoporaceen (RIECH 1976) im Coburger Muschelkalk.

7 Leithorizonte lassen sich stratigraphisch im Unterer Muschelkalk aushalten (Fig. 12): Grenzgelbkalk, "Unteres Konglomerat" (bei Meter 10), Oolithbank B, Terebratelbank, Spiriferina-Bank, Hauptschaumkalkbank und "Grenzkonglomerat".

Im Unterschied zu Kronach liegen Terebratel- und Spiriferinabank stratigraphisch höher, existiert nur eine Schaumkalkbank (= Hauptschaumkalkbank) und sind die Orbicularis-Mergel offenbar nicht entwickelt.

Die Tonmineralassoziation der Schill- und Wellenkalke entspricht in etwa der des Kronacher Profils. Einige Abweichungen sind jedoch auffällig.

Wie in der Übergangsfazies, so dominiert auch hier Illit, der im Durchschnitt bis 15 % Sæktit-Komponente enthält. Die Illit-Kristallinität schwankt, von Extremen abgesehen, zwischen 2,1 und 3,3. Chlorit und Kaolinit erreichen zusammen bis etwa zur Spiriferina-Bank maximal 10 % in der Tonfraktion des Säureunlöslichen, wobei Chlorit stets überwiegt. Ab Hauptschaumkalk jedoch nimmt der Kaolinit unerwartet stark zu (Fig. 12). So enthält die Grobtonfraktion des "Grenzkonglomerats" fast 20 % Kaolinit. Eine Verwechslung mit Mineralen der Serpentin- oder Berthierin-Gruppe, also mit Septechloriten, scheidet aus (DTA-Diagramm, genaue d-Wertbestimmung, Temperung der Probe, HCl-Behandlung sprechen für Kaolinit, vgl. Kap. 5.2.2). Die Proben mit den höheren Kaolinit-Gehalten sind zusätzlich charakterisiert durch etwas Sæktit, der sonst nicht im Coburger Profil und auch nicht in den Proben des Kronacher Wellenkalks gefunden werden konnte. Unsicher ist das Vorhandensein des Kaolinites im unteren Teil des Profils. Wahrscheinlich tritt er auch dort noch in sehr geringen Mengen auf.

Für die Nicht-Tonmineralien gilt das Gleiche wie für das Wellenkalk-Profil Kronach mit der Ausnahme, daß Plagioklas in den Proben des basalen und höheren Unteren Muschelkalks fehlt oder nur in Spuren erscheint. Diese Proben (C 85, C 71a, C 14) fallen besonders durch viele euhedrale Quarze auf. Authigener Feldspat (Kalifeldspat) tritt dagegen zurück.

Der terrigene Detritus erreicht ebenfalls wie im Kronacher Wellenkalk nur in den seltensten Fällen den Mittelsandbereich.

7.4.2 Mittlerer und Oberer Muschelkalk

Mittlerer und Oberer Muschelkalk der Coburger Beckenfazies sind Ubertage kaum erschlossen. Die wenigen kleinen Profile lassen sich stratigraphisch nicht sicher genug einstufen, so daß eine befriedigende Probennahme nicht möglich war. Aus diesem Grunde wurden insgesamt 6 Proben untersucht, deren stratigraphische Position hinreichend bekannt ist. Die Kenntnis über Mittleren und Oberen Muschelkalk sind zwar durch die Thermalwasser-Erschließungsbohrung Rodach 1 (RIECH 1973) erweitert worden, leider wurden jedoch bei dieser Rotary-Meißelbohrung keine Kerne gezogen, und eine Bearbeitung der Spulproben wäre zu unsicher gewesen.

Die Bohrung Rodach 1 durchstößt 84 m Mittleren Muschelkalk in dolomitisch-sulfatischer Fazies. Dichte Kalke und Fossilkalke mit niedrigen Mg-Werten liegen nur im obersten Profilabschnitt vor (damit vergleichbar mit dem obersten Mittleren Muschelkalk von Kronach). Die höchsten Dolomitgehalte werden an der Basis und im Top des Anhydritlagers erreicht. Weitere lithologische Einheiten sind der Arbeit von RIECH (1973) zu entnehmen.

Die einzige untersuchte Probe (Kalk, feinkristallin, tonig, mit Calcitpseudomorphosen nach Dolomit) entstammt dem untersten Mittleren Muschelkalk von Fechheim (Blatt Sonnefeld, vgl. RIECH 1971). Die Tonfraktion enthält an Schichtsilikaten nur Illit (2 M₁-Polytyp) mit etwa 5 % Smektit-Beteiligung im Gitter. Hinzu kommen Quarz und etwas Goethit. Der detritische Quarz erreicht maximal die Feinsandgröße.

Der Hauptmuschelkalk ist mit 82 m deutlich mächtiger als in der Übergangsfazies. Möglicherweise muß jedoch der Wert für das Kronacher Profil nach oben hin etwas korrigiert werden. Die lithofazielle Ausbildung dürfte der von Kronach entsprechen. Über den Discoceratiten-Schichten folgen nach RIECH (1972) noch etwa 6 m Fränkische Grenzschiefer mit Ostracoden-Ton und Glaukonitkalk-Zone, die z.T. die Fazies des Unterkeupers vorwegnehmen. Sandeinschaltungen fehlen.

Die untersuchten Proben entstammen der Hauptencrinitenbank, den Nodosen-Schichten, den Discoceratiten-Schichten und dem Grenzglaukonitkalk. Sie lieferten folgende Tonminerale: unregelmäßige Smektit-Illit-Wechselagerungen bzw. Illit, Chlorit, eine unregelmäßige Chlorit-Vermiculit-Wechselagerung, Smektit und Kaolinit (Fig. 13).

Die glimmerartigen Minerale (max. 25 % Smektit-Komponente in der Tonfraktion des Grenzglaukonitkalkes) und Chlorit sind dabei in allen Proben enthalten. In den Nodosen-Schichten beträgt der Chlorit-Anteil einer kalkigen Probe das Doppelte (20 %) von dem eines benachbarten Tonmergels. Die übrigen Minerale treten jeweils nur in einer Probe auf.

Bemerkenswert ist die Zusammensetzung der Tonfraktion des Hauptencrinitenkalks: 40 % Smektit-Illit, 40 % Chlorit-Vermiculit und 20 % Smektit. In der Probe aus den Discoceratiten-Schichten überwiegt Kaolinit (5 %) gegenüber Chlorit (2 %) bei Illit-Dominanz.

Recht eindeutig ist in den wenigen untersuchten Proben der Zusammenhang zwischen Illit-Kristallinität und Smektit-Komponente der Wechselagerung: Eine Verbesserung der Kristallinität ist mit einer Abnahme des Smektit verbunden (Fig. 13).

Neben den Tonmineralen finden sich am häufigsten der stets dominierende Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Baryt und biogene Phosphatreste.

Eine große Menge authigener Quarze neben Schalen in Baryterhaltung enthält besonders die Probe M 1. Authigener Kalifeldspat kommt in der Probe 100 vor. In dieser fehlt Plagioklas, der sonst allenthalben vorhanden ist und mengenmäßig den Kalifeldspat etwas übertrifft. Der Apatit des Grenzglaukonitkalkes leitet sich von Vertebratenresten ab.

Alle Korngrößen des terrigenen Detritus erreichen nur den unteren Feinsandbereich. Der biogene Detritus liegt deutlich darüber (mm - bis cm - Bereich.).

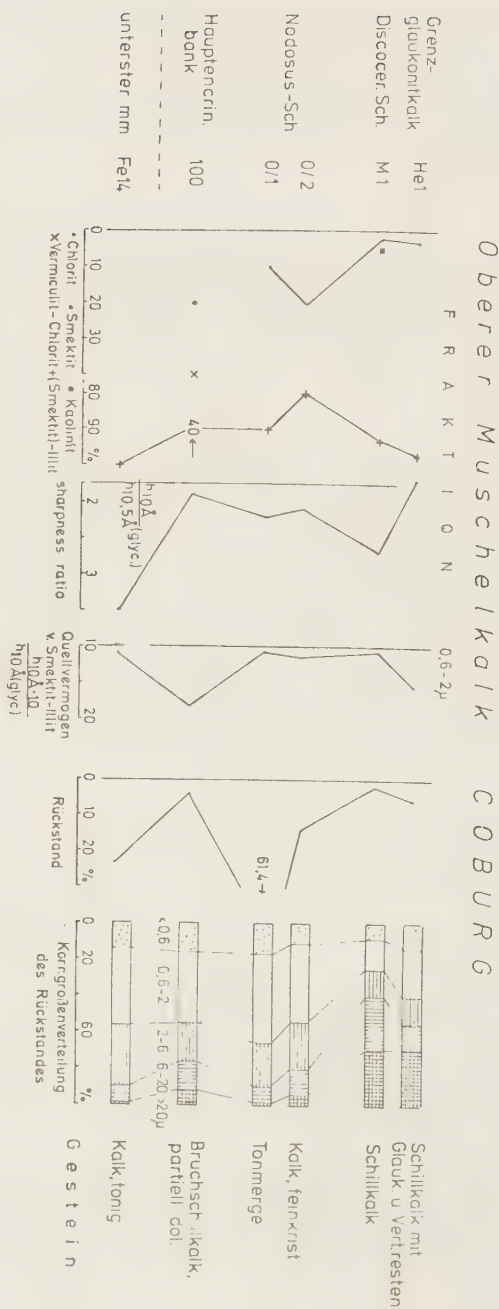


Fig. 13: Tonmineralzusammensetzung (Grobtonfraktion) und Korngrößenverteilung des Sturverückstandes sowie Illit-Kristallinität (sharpness ratio) und Quellvermögen von Smektit-Illit in der Beckenfazies des nordostbayerischen Oberen Muschelkalkes

8. Auswertung und Diskussion der Ergebnisse

8.1. Korngrößenverteilung (terrigenen Detritus)

Die terrigene Mineralfracht überwiegt deutlich in den Stürrückständen der untersuchten Proben. Dies war auch aufgrund der paläogeographischen Randposition des Muschelkalks zu erwarten.²⁾

Authigene Bildungen, soweit sie an ihrer idiomorphen Ausbildung und ihren Karbonateinschlüssen erkannt wurden, treten mengenmäßig sehr stark zurück. Doch gibt es Grobsilt- und Feinsandfraktionen, die hauptsächlich biterminierte Quarze (mit Karbonateinschlüssen) enthalten. Auch silifizierter Schill und Biogene in Baryterhaltung (Hauptmuschelkalk) können die echte Korngrößenverteilung des Unlöslichen verfälschen.

Die Quarz- und Feldspatkorngrößen des terrigenen Materials ändern sich signifikant von der Rand- über die Übergangs- zur Beckenfazies. In der Bohrung Wollau liegt der maximale Korndurchmesser der Siltsteine im Mittelsandbereich, ebenso der der Schillkalke in der Bayreuther Übergangsfazies, während die maximale Korngröße der mergeligen Gesteine des Bayreuther Profils knapp unter das Mittelsandintervall abgesunken ist. Bei Kronach und Coburg erreicht sie in allen Faziestypen nur in den seltensten Fällen den Mittelsandbereich.

Die maximale Korngröße des terrigenen Detritus der Mergel und Mikrite liegt, das gleiche Profil vorausgesetzt, immer unter der der Schillkalke. Auch ist das Feinsand/Tonverhältnis bei den Schillkalken zugunsten des Feinsandes verschoben, was auf die Bedeutung von Turbulenz und Strömung bei der Genese hinweist (schräggeschichtete Schillkalke).

²⁾ Die Entfernung Coburger Beckenfazies - südöstlicher Beckenrand kann mit ca. 140 km angenommen werden (EMMERT 1964).

Parallel zur Abnahme der maximalen Korngröße bzw. der Sandfraktion in Richtung Beckenzentrum läuft die Verminderung des Gesamtunlöslichen³⁾ und die relative Zunahme von dessen Tonfraktion. Der markante Wechsel (bezogen auf die Karbonat-Fazies) vollzieht sich dabei zwischen Bayreuth und Kronach. Eine gerichtete Verschiebung des Verhältnisses Tonfraktion zu Silt/Sandfraktion kann sich auch im Vertikalprofil, so im Wellenkalk von Kronach und Coburg, abspielen. Dort nimmt die Tonfraktion innerhalb eines Faziestyps vom Liegenden zum Hangenden relativ zu, was für abnehmende terrigene Beeinflussung spricht. Die fazielle Zusammensetzung des Unteren Muschelkalks mit höheren Mergelgehalten unter der Terebratelbank und hauptsächlich Kalken darüber spiegelt dies deutlich wider.

Der bereits erwähnte Zusammenhang zwischen Feinklastika und Entfernung zum Liefergebiet sei am Beispiel mergeliger Gesteine im Konzentrationsdreieck Silt/Sand - Karbonat - Ton dargestellt (Fig.14). Man erkennt deutlich, daß die weiter beckenwärts abgelagerten "Mergel", bei gleichem Karbonatgehalt, tonreicher sind als die randnahen Proben. In ersteren überwiegt die Tonkomponente gegenüber der Silt/Sand - Fraktion, bei letzteren ist es gerade umgekehrt.

Als Liefergebiet der allochthonen Komponente ist mit WAGNER (1913) das Vindelizisch-Böhmische Massiv anzusehen. Hierbei ist der terrigene Detritus der Randfazies und der südöstlichen Übergangsfazies aufgrund nach NW gerichteter Transportrichtungen (SCHRÖDER 1964) aus dessen S - Teil abzuleiten. Für den Kronacher und Coburger Muschelkalk machen (allerdings nur wenige) Messungen an schräggeschichteten Schillkalken und Kleinrinnen eine teilweise mehr nördliche Abstammung der Terrigen-Komponente möglich. Das Auftreten von Plagioklas in der nordwestlichen Übergangs- und Beckenfazies (vgl.Kap.7.1) und höhere Kaolinit-Werte im oberen Coburger Wellenkalk stützen diese Ansicht.

³⁾ Der Rückstand der Mikrite liegt fast immer über dem der ausgewaschenen biogenen Detrituskalke.

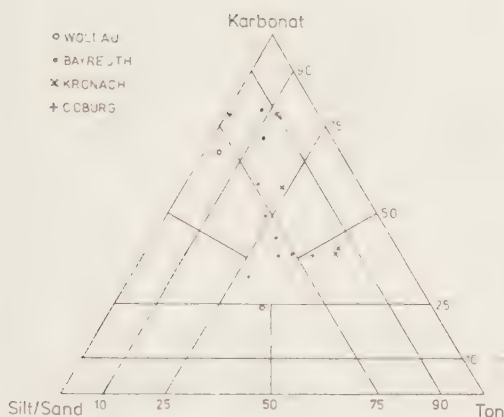


Fig. 14: Mergelige Gesteine aus dem nordostbayerischen Muschelkalk im Konzentrationsdreieck Silt/Sand-Karbonat-Ton

8.2 Geologisches Auftreten der Tonminerale

Die Tonmineralverteilung im nordostbayerischen Muschelkalk ist in Abhängigkeit von Ort und Zeit in Tab. 4 dargestellt. Zusätzlich gibt diese Übersicht Aufschluß über das Auftreten von Kalifeldspat und Plagioklas.

Der Wechsel der charakteristischen Tonmineralassoziationen im Muschelkalk ist vergleichbar mit dem im Buntsandstein (BECHER 1965). Die markante Änderung vollzieht sich, wie auch bei den Gesteinen, zwischen klastischer Rand- und karbonatischer Übergangsfazies. Deutlich sind auch, mit Ausnahme der Randfazies, die Unterschiede im Vertikalprofil (vgl. Auftreten von Kaolinit, Chlorit, Chlorit-Vermiculit-Wechselagerung, Tab. 4).

Kandfazies

Ü b e r g a n g s f a z i e s

Beckenfazies

siltig-sandig-
(dolomitisch)dolomitisch-mergelig-
kalkigkalkig-mergelig-
dolomitischkalkig-mergelig-
(dolomitisch)

Wollau

Bayreuth

Kronach

Coburg

xxx S(25%)-I-WL
xx Kaolinitxxx S(15-25%)-I-WL
x V-C(50-80%)-WLxxx S(10-30%)-I-WL
x Chloritxxx S(15-25%)-I-WL
x Chloritx Chlorit, x Smektit
x (Kaolinit)x V-C(60-70%)-WL
xx (Smektit)xx (V-C-WL)
xx (Smektit)x(Kaolinit)Oberer
MuschelkalkKalifeldspat
Kf $\geq$ Ou
Plagioklas Pl $<$ KfKalifeldspat Kf $<$ Ou
Plagioklas Pl $<$ KfKalifeldspat Pl. Ou
Plagioklas Pl Kfxxx S(25%)-I-WL
xx Kaolinitxxx S(10-20%)-I-WL
xx V-C(35-70%)-WL
x Chlorit, x (Smektit)xx S(25%)-I-WL
xx V-C(10-60%)-WL
x SmektitMittlerer
MuschelkalkKalifeldspat
Kf $\approx$ Ou
Kalifeldspat Kf $\approx$ Ou
(Plagioklas)Kalifeldspat Kf $\sim$ Ouxxx S(10-20%)-I-WL
xx Kaolinitxxx S(10-20%)-I-WL
x Kaolinit, x Chlorit
x (Smektit)xxx S(10-20%)-I-WL
x Chlorit, x Kaolinitxxx S(5-20%)-I-WL
x Chlorit, x Kaolinit
x (Smektit)Unterer
MuschelkalkKalifeldspat
Kf Ou
Kalifeldspat Kf OuKalifeldspat Pl. Kf
Plagioklas Pl. OuKalifeldspat Kf Ou
Plagioklas Pl Kf

Menge der Tonminerale:

xxx = 80 % (bezogen auf die Summe der
Tonminerale)
xx = > 10 %
x = < 10 %

Frequenz der Minerale:

= 50 %
= 50 %
() = seltenS-I-WL = Smektit-Illit-
Wechselagerung
V-C-WL = Vermiculit-Chlorit-
WechselagerungTab. 4: Tonmineralverteilung im Muschelkalk Nordostbayerns (Grobtonfraktion,
Summe der Tonminerale = 100 %)

In der Übergangs- und Beckenfazies treten im Lateralprofil nur noch quantitative Änderungen auf: die detritischen Minerale nehmen beckenwärts ab, die diagenetisch gebildeten (vgl. unten) relativ zu. Zusätzliche Um- oder Neubildungen kommen nicht hinzu. So enthalten die Dolomite der Bayreuther Schaumkalkregion ebenso Illit und Chlorit wie die Kalke aus dem entsprechenden Würzburger Profilabschnitt (LOUDEN 1963). Das Tonmineralspektrum der karbonatischen Übergangs- und Beckenfazies ist reichhaltiger als das der siltig-sandigen Randfazies, welches nur Smektit - Illit - Wechsellagerungen und Kaolinit aufweist.

Lücken in den einzelnen Profilen verhindern es, ein kompletteres Bild der Tonmineralverteilung für den nordostbayerischen Muschelkalk zu gewinnen. Es darf jedoch angenommen werden, daß Proben neuer Profile keine wesentlichen Änderungen in der Tonmineralzusammensetzung ergeben würden. Vollständige Lateralprofile lassen sich für den Unteren Muschelkalk, die Trochitenfazies und die Nodosen-Schichten aufstellen. In Fig. 15 und Tab. 5 ist für die genannten Abschnitte die Mineralentwicklung vom Beckenrand zum -innern dargestellt.

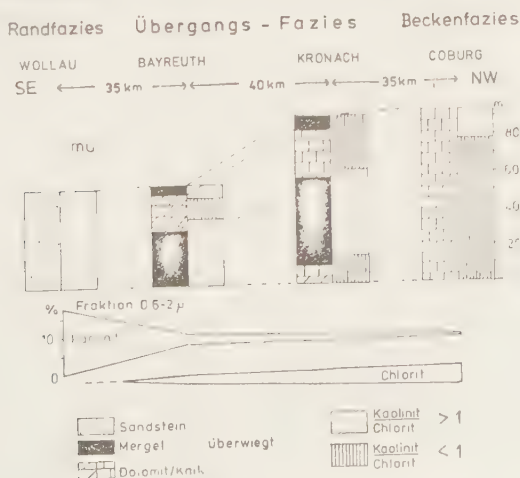


Fig. 15: Laterale und vertikale Differenzierung von Kaolinit und Chlorit im Unteren Muschelkalk Nordostbayerns

Ü b e r g a n g s f a z i e s B e c k e n f a z i e s

<u>Bayreuth</u>		<u>Kronach</u>	<u>Coburg</u>
Dolomit, grobkrist., Kalk, feinkrist.		Kalk, feinkrist. Schillkalk	Kalk, feinkrist.
Steckau	Hegnabrunn	Dörfles	Öttinghausen
97% S (25%)-I-WL 3% Chlorit ? Kaolinit in Spuren	92% S (25%)-I-WL 8% V-C-WL	91% S (15%)-I-WL 6% V-C-WL 3% Chlorit	80% S (20%)-I-WL 20% Chlorit
+++ Kalifeldspot Kf > Qu	++ Kalifeldspot + Plagioklas Kf < Qu	+ Kalifeldspot	+ Kalifeldspot ++ Plagioklas Pl < Qu
Nodosen- Schichten			
Dolomit, grobkrist., schill-führend		Schillkalk, dolomitisch	Schillkalk, schwach dolomitisch
Creußen	Weidenberg	Remschiltz	Mönchröden
95% S (25%)-I-WL 5% Kaolinit	80% S (15%)-I-WL 15% V-C-WL 5% Smektit	75% S (25%)-I-WL 25% Smektit (V-C-WL)	40% S (35%)-I-WL 40% V-C-WL 20% Smektit
+++ Kalifeldspot Kf ≈ Qu	+++ Kalifeldspot Kf ≈ Qu	+ Kalifeldspot Kf < Qu	+ Kalifeldspot
Trochiten- fazies			

+++ = viel
++ = vorhanden
+ = wenig

S-I-WL = Smektit-Illit-
Wechselagerung

V-C-WL = Vermiculit-Chlorit-
Wechselagerung

Tab. 5: Tonmineralverteilung in der Trochitenfazies und in den Nodosen-Schichten Nordostbayerns (Grobtonfraktion, Summe der Tonminerale = 100 %)

Durchläufer und dominierendes Tonmineral im Muschelkalk ist Smektit-Illit bzw. Illit (KRUMM 1969, STARKE 1970). Er bildet gewissermaßen die "Matrix" für die im allgemeinen mit weniger als 10 % an der Tonfraktion beteiligten übrigen Phasen. Ausnahmen stellen stärker terrestrisch beeinflusste Horizonte des Oberen Muschelkalkes bei Eschenbach dar, in denen der Kaolinit den Illit deutlich übertrifft (BECHER 1965). Auch in den Vermiculit-Chlorit-führenden Proben kann Illit, wie der gipsreiche Oodoloarenit aus dem Mittleren Muschelkalk zeigt, stark zurücktreten.

Kaolinit ist nicht nur auf die randnahen Sedimente beschränkt, er läßt sich auch noch sicher in der Übergangs- und Beckenfazies des Unteren Muschelkalks nachweisen (neben Chlorit). Im karbonatischen Mittleren und Oberen Muschelkalk fehlt er hingegen bzw. erscheint nur sporadisch. Vergleiche mit Muschelkalkvorkommen in der DDR zeigen, daß dort geringe Kaolinitmengen nur aus dem Unteren Muschelkalk im Ostteil des Beckeninnern bekannt sind (STARKE 1970).

Chlorit kommt sowohl in der Beckenfazies als auch in der Übergangs-fazies vor. Bei einer Beteiligung bis 5 % an der Tonfraktion liegt er in der von STARKE (1970) für den Muschelkalk der DDR angegebenen Größenordnung. Die Randfazies führt keinen Chlorit.

Ein charakteristisches Tonmineral des Mittleren Muschelkalks ist Vermiculit-Chlorit, das zum Teil in ein und derselben Probe zusammen mit Chlorit oder Smektit auftritt. Der Anteil an der Tonfraktion kann über den des Illits ansteigen. Im Hauptmuschelkalk spielt diese Wechsellagerung nur noch eine untergeordnete Rolle, im Wellenkalk fehlt Vermiculit-Chlorit ganz.

Smektit erscheint außer als Bestandteil der Smektit-Illit-Wechsellagerungen auch als selbständige Phase. Als solche ist sie, sporadisch auftretend, über den gesamten Muschelkalk, mit Ausnahme der Randfazies, verteilt.

Ergänzend sei der Glaukonit angeführt, der insbesondere in der Übergangs- und Beckenfazies sowohl im Unteren als auch im Oberen Muschelkalk vorkommt. In letzterem scheint er etwas stärker verbreitet zu sein. Im Mittleren Muschelkalk konnte er nicht beobachtet werden; allerdings sind in diesem Abschnitt auch die Aufschlußverhältnisse sehr ungünstig. Die wenigen untersuchten Glaukonite (aus dem Bayreuther Hauptmuschelkalk) erwiesen sich als 1 M - Glaukonite mit geringen quellfähigen Anteilen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, sieht man von der dominierenden Rolle der Smektit-Illit-Wechselagerungen in nahezu allen Proben ab, daß das gesamte Muschelkalk-Profil der Randfazies durch Kaolinit charakterisiert, während die Karbonatfazies stärkere Differenzierung zeigt: Chlorit und Kaolinit im Wellenkalk, hauptsächlich Vermiculit-Chlorit im Mittleren Muschelkalk und besonders Chlorit im Hauptmuschelkalk.

8.3 Stratigraphische Verwertbarkeit der Tonminerale

Tonminerale können dann von stratigraphischem Nutzen sein, wenn an der Grenze zweier Abteilungen kein Wechsel in der Gesteinsfazies augenfällig ist. So konnte z.B. SALGER (1974) in Mittelfranken den Feuerletten mit Sudoit und Illit-Smektit-Wechselagerungen vom hauptsächlich Smektit-führenden unteren Rhät abgrenzen, obwohl die rote Tonfazies "durchläuft".

In der karbonatischen Fazies des nordostbayerischen Muschelkalks sind Kaolinit und Vermiculit-Chlorit für stratigraphische Fragen relevant. Das einheitliche Mineralspektrum der Randfazies hingegen läßt keine Gliederung nach Tonmineralen zu.

Die stratigraphische Bedeutung der Chlorit-Wechselagerung wurde bereits in Kap. 7.3.2 ausführlich besprochen. Chlorit-Vermiculit läßt sich, in Übereinstimmung mit der Grenzziehung in Mainfranken, sehr gut für die Festlegung der Obergrenze des Mittleren Muschelkalks verwenden, wenn auch hierfür noch andere Möglichkeiten bestehen.

Kaolinit ist, von einigen Ausnahmen im Oberen Muschelkalk abgesehen, nur im Wellenkalk verbreitet. Bei Bayreuth führen die Orbicularis-Mergel noch Kaolinit; die basalen Dolomitmergel des Mittleren Muschelkalkes enthalten dieses Mineral schon nicht mehr, dafür aber Chlorit. Ähnliche Verhältnisse gelten für Coburg. Dort ist das sogenannte Grenzkonglomerat (Top Wellenkalk, Fig. 12) durch erhöhte Kaolinitwerte charakterisiert, während der Kalkmergel wenige Meter darüber (tiefster Mittlerer Muschelkalk) an Tonmineralen nur Illit enthält. Anders verhält es sich mit dem Kronacher Profil, welches nur bis zur Schaumkalkregion Kaolinit führt.

Man kann also zusammenfassend sagen, daß Anhaltspunkte für eine tonmineralogische Abgrenzung der einzelnen karbonatischen Abteilungen des Muschelkalks gegeben sind.

8.4 Deutung der Tonmineralassoziationen

Nach MILLOT (1970) enthalten viele Mergel und Kalke einfach nur detritische Tonminerale, die aus dem das Sedimentationsbecken umgebenden Festland abzuleiten sind. Um- und Neubildungen spielen dabei nur eine bescheidene Rolle. Sie treten jedoch nach MILLOT dann stärker in Erscheinung, wenn die Ionenkonzentration im Meerwasser, wie z.B. im Mittleren Muschelkalk, ansteigt. Diese Untersuchungsergebnisse MILLOTS gelten auch für die Tonmineralparagenesen im nordostbayerischen Muschelkalk.

Das dominierende Tonmineral im Muschelkalk ist, wie auch in vielen anderen Formationen mariner Entstehung, Illit bzw. Smektit - Illit. Seine detritische Natur wird weder im französischen (LUCAS 1962) oder mitteldeutschen Muschelkalk (STARKE 1970) noch in anderen Karbonatkomplexen, wie z.B. im norddeutschen Zechstein (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1959), in Frage gestellt.

Auch in den Ozeansedimenten gilt Illit als festländische Bildung, die z.B. im Atlantik in der Fraktion $< 2 \mu$ das am häufigsten auftretende Tonmineral ist (BISCAYE 1965). Der hohe Illit-Anteil ist nach BISCAYE begründet in der hohen Konzentration von Glimmer in vielen Gesteinen, im weitverbreiteten Auftreten dieses Minerals in Bodenbildungen und nicht zuletzt in der Resistenz gegenüber chemischer Verwitterung. Diese Fakten dürften im großen und ganzen auch für das Festland zur Muschelkalkzeit in Rechnung zu stellen sein. STARKE (1970) hält es jedenfalls für möglich, daß sich Smektit-Illit als Verwitterungsbildung im subtropisch-semiariden Klima jener Epoche (WURSTER 1965) gebildet hat. Dies würde bedeuten, daß die chemische Verwitterung die Entstehung von Dreischichtmineralen nicht verhinderte bzw. diese nicht vollständig zu Zweischichtmineralen desilifizierte (SCHAEFFER & SCHACHTSCHABEL 1973).

Gegen eine einheitliche kaolinitische Verwitterung im gesamten Abtragungsgebiet (BECHER 1965) sprechen die hohen Feldspatgehalte in den Arkosen der Randfazies (HAUNSCHILD & SCHRÖDER 1960) und indirekt die Tatsache, daß tropische Bodenbildungen nicht ausschließlich Kaolinit präsentieren (MILLOT 1970). Auch existiert nach KELLER (1964) kein "environment of deposition" mit nur einem monomineralischen "mudstone", aus welchem man eine laterale Tonmineralfolge durch Um- oder Neubildung ableiten könnte. Es besteht somit keine Veranlassung, den Illit aus dem randnah verstärkt auftretenden Kaolinit abzuleiten (vgl. KRUMM 1969); diese Umbildung würde die Zufuhr größerer Mengen an Kalium und einen vollständigen Umbau der Kaolinitstruktur erforderlich machen, der bevorzugt jedoch unter mächtiger Sedimentbedeckung abläuft (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, MILLOT 1970). Diese war mit höchstens 1000 m in der Randfazies sicherlich zu gering, um aus Kaolinit Illit entstehen zu lassen (vgl. STADLER 1963, DUNOYER DE SEGONZAC et al 1968). Das verstärkte randnahe Auftreten von Kaolinit und die daran beckenwärts anschließenden relativ zunehmenden Illit-Gehalte sind wohl eher durch Unterschiede im Sedimentationsverhalten (Ausflockung, Sinkgeschwindigkeit) erklärbar.

So beträgt nach Untersuchungen von WHITEHOUSE et al. (1960) die pro Tag durchfallene Höhe für Kaolinit 11,8 m, für Illit schon 15,8 m bei einer Salinität von 32,5 % und Wassertemperatur von 26°C. Illit kann sich somit weiter beckenwärts absetzen, während Kaolinit vor allem auf den Beckenrand beschränkt bleibt.

Diese Erklärung der lateralen Differenzierung wird heute von vielen Forschern akzeptiert (z.B. SMOOT 1960 in MILLOT 1970, VAN ANDEL & POSTMA 1954 in: KELLER 1964).

" Mineral segregation due to variations in source and to size sorting of particles and floccules is more probable than diagenesis in accounting for most of the observed mineral distribution that has been interpreted as mineral change" (KELLER 1964, S. 40).

Quellversuche an Illit zeigen, daß in den meisten Fällen unregelmäßige Smektit-Illit-Wechselagerungsminerale vorliegen, in denen die Smektit-Komponente bis 30 % ansteigen kann. Auch nach MAC EWAN et al. (1961) und SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1973) erweisen sich viele Illite als Wechselagerungen mit Smektit. Es stellt sich nun die Frage, ob diese mixed-layer-Minerale als "first response of the land-derived illite to a marine environment" (HELLER-KALLAI et al. 1973) aufzufassen sind oder schon vorher auf dem Festland bei der Verwitterung gebildet wurden (LUCAS 1962, SALGER 1974). In diesem Zusammenhang sei auf die Bedeutung der K-Ionen für den Zusammenhalt des Illit-Gitters verwiesen. Bei ihrem Austausch durch andere Kationen kann Wasser bzw. H_3O^+ zwischen die Silikatschichten eingelagert werden. Da dieser Umtausch vom Rand der Kristalle her einsetzt, bildet sich zunächst ein mehr oder weniger hoher Anteil teilweise aufweitbarer Schichten. Bei stärkerer K-Verarmung können diese Schichten schließlich vollkommen aufgeweitet werden, so daß Wechselagerungsminerale vorliegen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1973). Nach v.ENGELHARDT (1973) und MILLOT (1970) bewirkt vor allem die subaerische Verwitterung diesen über Glimmer, unvollständige Glimmer und Dreischichtminerale mit quellfähigen Schichten ablaufenden Prozeß, während die Halmyrolyse umgekehrt zu mehr oder minder vollständigen Glimmermineralen führt. Die z.T. im Muschelkalk beckenwärts zunehmende Illit-Kristallinität (vgl. Tab.6) und die in der

	Ü b e r g a n g s f a z i e s			Beckenfazies
	Wollau	Bayreuth	Kronach	Coburg
Oberer Muschelkalk	1,85	2,25	2,70	2,10
Mittlerer Muschelkalk	2,30	2,40	2,20	-
Unterer Muschelkalk	2,25	2,35	2,30	2,60
	Stockau	Hegnbrunn	Kronach	Coburg
Nodosen-Schichten	2,05	2,2	3,0	2,15
	Creußen	Weidenberg	Kronach	Coburg
Trochiten-Fazies	1,9	2,65	2,5	1,9

Tab. 6: Illit-Kristallinität (arithmetisches Mittel) im nordostbayerischen Muschelkalk (gemessen an der mit Glycol behandelten Grobtonfraktion des Säurerückstandes als Verhältnis der Höhe des Reflexes bei 10 Å zur Höhe bei 10,5 Å)

Randfazies vom stark terrestrisch beeinflussten Oberen Muschelkalk zum marinen Unteren Muschelkalk abnehmende Smektit-Komponente der Wechsellagerung könnten im Sinne einer Aggradation detritisch angelieferter Smektit-Illit-Wechsellagerungen gedeutet werden. Der nach GRIM (1958) denkbare Einfluß der Süßwasser-Transportverwitterung auf die Bildung von mixed-layer-Mineralen ist für den Muschelkalk wohl auszuschließen (vgl. auch v.ENGELHARDT 1973).

Kaolinit ist eindeutig ein den Landeinfluß widerspiegelndes Mineral. Er entsteht dort auf dem Festland, wo größere Mengen frischer Niederschlagswässer bei schwach saurer Reaktion die Verwitterung durchströmen (feucht-warmes Klima).

Nach STARKE (1970) war die Kaolinit-Produktion unter den semi-ariden Klimaverhältnissen nicht übermäßig, was die relativ hohen Feldspatanteile in den Sedimenten bezeugen. "Cases of certain neoformation of kaolinite in sediments are not numerous and today we are sure that kaolinite is a mineral of continental neoformation characteristic of weathered products and soils." (MILLOT 1970, S. 325). Doch ist es sehr wahrscheinlich, daß sich zumindest Teilmengen an Kaolinit in der Randfazies (Arkosen) diagenetisch gebildet haben (aus Feldspat, Glimmer), wenn man die Beobachtungen BECHERS (1965) im Buntsandstein auf den Muschelkalk übertragen darf (vgl. auch STARKE 1970). ⁴⁾ So fand BECHER wurmförmigen Kaolinit, der entweder im freien Porenraum entstand oder den Platz des weggelösten Feldspats einnahm.

4) Nach KÖSTER (1974) soll allerdings überhaupt kein Kaolinit der primären Kaolinisierung des Liefergebietes (Grundgebirge) mit den Arkosen des Beckenrandes zur Ablagerung gelangt sein. Demnach mußte sämtlicher Kaolinit der Übergangs- und Beckenfazies aus der Umlagerung in situ kaolinisierter Beckenrand-Sedimente abzuleiten sein. Dagegen hält es SALGER (1958) für möglich, daß ein Teil des Kaolinites mit den Arkosen sedimentiert wurde und den verwitterten Ursprungsgesteinen der Arkosen entstammt.

Wie auch in anderen Sedimentationsräumen, so treten höhere Kaolinitgehalte im Muschelkalk nur in der stärker terrigen und vom Süßwasser beeinflussten Randfazies auf. Dort können sie z.T. die Illit-Werte übertreffen (BECHER 1965).

Der Kaolinit ist zwar auf jenen Beckenteil konzentriert, läßt sich aber selbst, wenn auch stark reduziert, bis in die Coburger Beckenfazies verfolgen. Wie Fig. 15 zeigt, liegt das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis im Unteren Muschelkalk dort über 1, wo die klastische Komponente, d.h. der Einfluß des Abtragungsgebietes, besonders deutlich hervortritt. Auch die innerhalb der mergelbetonten Abschnitte liegenden Dolomite bzw. Kalke führen mehr Kaolinit als Chlorit. Die relativen Kaolinitwerte (Verdünnung durch Karbonat, Quarz und Feldspat unberücksichtigt, also nur bezogen auf die Summe der Tonminerale) nehmen von der Randfazies zur karbonatischen Übergangsfazies von im Mittel 18 % auf 2,5 % schnell ab. Bei Coburg ist nur noch etwa ein halbes Prozent vorhanden (Fig. 15), sieht man von den erhöhten Werten im oberen Wellenkalk ab. Diese lassen sich nicht aus SE ableiten, sondern dürften wahrscheinlich, wie erwähnt, mit Anlieferungen aus dem Nordosten bis Osten in Beziehung zu bringen sein. Vorschüttungen aus NE konnte SCHNITZER (1957) jedenfalls für den Kronacher Buntsandstein belegen. Aufgrund der karbonatischen Matrix der Proben (alkalische Reaktion) und der wohl gegenüber dem Beckenrand erhöhten Ionenkonzentration im Meerwasser (vgl. KRUMM 1969) ist eine diagenetische Kaolinit-Bildung als Erklärung für die relativ hohen Gehalte dieses Minerals im oberen Wellenkalk von Coburg sicher auszuschließen.

Besonders charakteristisch für den Mittleren Muschelkalk sind unregelmäßige Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen, die ebenfalls, wenn auch in geringeren Mengen, im Hauptmuschelkalk vorkommen. In beiden Abteilungen setzen sie mit der Karbonatfazies ein, fehlen also, wie der Chlorit, in den klastischen Randablagerungen.

An der Deutung einer synsedimentären bis frühdiagenetischen Entstehung des Corrensit (regelmäßige Vermiculit-Chlorit-Wechselagerung) oder der im nordostbayerischen Muschelkalk vorliegenden unregelmäßigen Wechselagerungen gibt es heute keinen Zweifel mehr.

"Corrensite is a mineral that is not found in sediment loads of modern streams. This fact alone suggests that it was formed either in the depositional environment or during diagenesis" (PETERSON 1962, S. 28).

Wie vielen Arbeiten zu entnehmen ist (SCHMITZ 1959, ECHLE 1961, KÜBLER 1963, BRAITSCH 1962, FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1963, LIPPMANN 1954, PETERSON 1961, SCHLENKER 1971), trägt das "environment", und zwar ein hypersalines Milieu, die Verantwortung für die Chlorit-Vermiculit-Bildung. Nach ECHLE (1961) kann die dazu benötigte Mg-Menge aus der Porenlösung und dem durch Eindampfen konzentrierten Meerwasser hergeleitet werden. Die Tatsache, daß sich Vermiculit-Chlorit und Chlorit z.T. gegenseitig ausschließen, ist mit GRIM et al. (1960) und PETERSON (1961) so zu erklären, daß diese Wechselagerung im hypersalinen Milieu die stabilere Struktur darstellt. Somit läßt sich also leicht eine Antwort darauf finden, warum keine vorherrschenden Chloritgehalte aus dem salinaren Mittleren Muschelkalk Nordwest- und Süddeutschlands ("few regional irregularities" nach KRUMM 1969) bekannt sind. Das Ausgangsmaterial dieser Aggradation könnte, wie HELLER - KALLAI et al. (1973) für die israelische Trias und KÜBLER (1963) sowie MILLOT (1970) für die Trias der Sahara annehmen, Illit gewesen sein, der im hypersalinen Milieu instabil zu werden beginnt. Das Fehlen von Kaolinit entspricht der Unvereinbarkeit mit dieser Fazies (BRAITSCH 1962).

Chlorit erreicht nur im Hauptmuschelkalk der Coburger Beckenfazies z.T. 10 bzw. mehr als 10 Prozent der unlöslichen Tonfraktion, ist aber für den Unteren und Oberen Muschelkalk der Übergangs- und Beckenfazies ein charakteristisches Tonmineral. Im stark terrestrisch beeinflussten Wollauer Profil konnte kein Chlorit gefunden

werden. Dies legt den Schluß nahe, daß eine detritische Abkunft sehr unwahrscheinlich ist, will man das Fehlen nicht mit dem dortigen Ablagerungsmilieu erklären, welches nach BECHER (1965) im Buntsandstein zu einer Umbildung der Chlorite geführt haben könnte. Die "Ausmerzung" des Chlorits erscheint jedoch höchst problematisch, vor allem auch aufgrund des Vorkommens detritischen Chlorits in den peripheren Sandsteinen der französischen Trias (LUCAS 1962).

Vergleicht man die relativen Mengen von Kaolinit und Chlorit (Tonminerale der Tonfraktion des Unlöslichen = 100 %) miteinander, so ist festzustellen, daß Kaolinit beckenwärts abnimmt, der Chloritgehalt dagegen ansteigt (vgl. PARHAM 1966). Auch wenn sich dieses gegenläufige Verhalten beider Minerale (Fig. 15) nicht immer im Sinne einer diagenetischen Chlorit-Bildung deuten läßt (BISCAYE 1965), so dürfte eine andere Erklärung wohl ausgeschlossen sein. Aufgrund von Analogien zu anderen Triasgebieten (Marokko, Frankreich: LUCAS 1962, LUCAS & BRONNER 1961; Israel: HELLER - KALLAI et al. 1973; DDR: STARKE 1970) wird der Chlorit im nordostbayerischen Muschelkalk als frühdiagenetisches Umbildungsprodukt angesehen, welches wahrscheinlich vom Illit, teilweise vielleicht auch von Feldspäten, abzuleiten ist. Kaolinit als Ausgangsmaterial (vgl. v. GEHLEN 1962, SALGER 1974) war wenig wahrscheinlich, da die vorhandenen Absolutmengen nicht in allen Fällen für eine Chloritbildung ausgereicht hätten. Auch wenn man berücksichtigt, daß ein Teil des Chlorits von anderen Mineralen abgeleitet werden kann und Einschüttungen aus Osten das Kaolinit-Defizit teilweise wohl beheben konnten, so ist doch aus strukturellen und chemischen Gründen eine Chloritbildung aus Kaolinit schwer verständlich.

Das Verhältnis der relativen Intensitäten der Chlorit-Basalreflexe (BRINDLEY 1961, TRÖGER 1969) spricht dafür, daß die Chlorite der Bayreuther Übergangsfazies im Vergleich zu den mehr beckenwärts vorkommenden Typen eisenreicher sind (vgl. Tab. 7).

Diese Unterschiede dürften auf das jeweilige Mg- und Fe-Angebot in den Porenlösungen zurückzuführen sein. Ob möglicherweise eine durch die frühdiagenetische Beckenranddolomitisierung bedingte Verschiebung des Fe/Mg-Verhältnisses eine Auswirkung auf die Chloritzusammensetzung hatte, ist ungewiß. Das Fehlen des Chlorits in der Randfazies kann durch zu geringe Kationenkonzentration (besonders Mg, Fe) oder ein zu hohes Oxidationspotential der Lösungen erklärt werden. Außerdem dürfte der p_H - Wert am Beckenrand für eine diagenetische Chloritbildung zu niedrig gewesen sein (KRUMM 1969, BECHER 1965). Somit ist der Chlorit für den Muschelkalk ein typisch marines Mineral. Auch in anderen Formationsgruppen, wie z.B. im fränkischen Keuper und Lias, kommt Chlorit bevorzugt in der marinen und nicht in der terrestrischen Fazies vor (KRUMM 1965, v.GEHELEN 1962).

Smektit tritt in der fränkischen Trias, ebenso wie in der gesamten europäischen Trias, nicht sehr in Erscheinung. So konnte er z.B. im mitteldeutschen Muschelkalk nur selten in randnahen Beckenteilen (STARKE 1970) nachgewiesen werden. Sein Auftreten im Untersuchungsgebiet ist sporadisch und erstreckt sich über die gesamte karbonatische Fazies, wo er zusammen mit Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen (Mittlerer Muschelkalk) und Kaolinit (Unterer Muschelkalk) assoziiert sein kann.

Für die Bayreuther Übergangsfazies ist bemerkenswert, daß Smektit in solchen Karbonaten vorkommt, deren Sandanteile die Ton/Silt - Komponente übertreffen.

Smektit ist ein Mineral, das auf sehr verschiedene Weise entstehen kann (MILLOT 1970). Oft werden als Quellen vulkanische Aschen und Gläser herangezogen, die in Smektit umgewandelt werden können. Aus der germanischen Trias sind jedoch keine vulkanischen Ereignisse bekannt, so daß diese Entstehungsmöglichkeit ausscheidet. In diesem Zusammenhang sei auf die Hornsteinlagen verwiesen, die mitunter - wenn auch sehr spekulativ - mit dem in der Mitteltrias sehr regen Vulkanismus des alpinen Raumes in Verbindung gebracht werden (RUTTE 1965).

Beckenfazies Coburg				Übergangsfazies Kronach				Übergangsfazies Bayreuth			
Prob.-Nr.		rel. Intensitäten der Basalreflexe 001 002 003 004		Prob.-Nr.		rel. Intensitäten der Basalreflexe 001 002 003 004		Prob.-Nr.		rel. Intensitäten der Basalreflexe 001 002 003 004	
Ob. Musch.	He 1	40	100 40 80	Ob. Musch.	D 5	70	100 50 70	Ob. Mu.	12/5	60	100 50 70
	0/2	70	100 30 40		D 3	60	100 50 90		Ma 3	-	100 - 100
	0/1	80	100 40 50		Kr 22	130	100 50 60		Ma 2	40	100 30 70
Unt. Muschelkalk				Unt. Muschelkalk				Unt. Mu.			
C 54	50	100 30 50	RW 70	110	100 60 80	Mittl. Mu.	Ma 2	40	100 30 70		
C 40	70	100 30 50	RW 58	80	100 60 80		6/10	-	100 40 100		
C 37b	70	100 40 60	RW 39	60	100 40 60		6/6	-	100 - 90		
C 32	80	100 40 70	RW 6	80	100 40 50		5/15	-	100 40 80		
C 31	90	100 - 60	Ze 21	100	100 50 60	Ma 1	30	100 50 70			
C 14	90	100 50 60				5/9	50	100 60 80			

Tab. 7: Relative Intensitäten der 4 ersten Basalreflexe von Chlorit (I₀₀₂ = 100)
chlorithaltiger Karbonate (Texturpräparate der Grobtonfraktion
des Stureückstandes) des nordostbayerischen Muschelkaltes.

Die vulkanische Abstammung des Smektit oder auch der Vermiculit-Chlorit-Wechselagerungen, die nach BERRY & JOHNS (1966) aus Smektit hervorgehen können, erscheint jedoch höchst unwahrscheinlich. Die oben angeführten Beobachtungen sprechen vielmehr für "normale" Um- bzw. Neubildung abseits des Beckenrandes im alkalischen Milieu (KRUMM 1969, MILLOT 1970), wenn auch detritische Abkunft nicht ganz auszuschließen ist (z.B. im oberen Wellenkalk der Coburger Beckenfazies).

Für die Hornsteine nehmen SCHNEIDER (1957), MERKI (1961), HIEKE (1967) und BACHMANN (1973) als wahrscheinlichsten Kieselsäurelieferanten Schwammnadeln an. Reste von Kieselschwämmen konnten jedoch nicht im nordostbayerischen Muschelkalk gefunden werden.

Der Glaukonit aus den Spinosus-Kalken bei Bayreuth ist gut geordnet. Seine quellbaren Anteile liegen in der Größenordnung von 10 %. Nach HOWER (1961) haben Glaukonite in Karbonaten im allgemeinen wenig quellfähige Schichten. Wie für Illit, so gilt auch für Glaukonit, daß dieses Mineral umso weniger Kalium enthält, je ungeordneter es ist und je mehr quellfähige Schichten es im Gitter besitzt (HOWER 1961).

Glaukonit entsteht, wie heute angenommen wird, in Flachwasserzonen mit niedriger Sedimentationsrate durch Umbildung aus detritischen Dreischichtmineralen (v.ENGELHARDT 1973, LANGE & SARNTHEIN 1970). Nach SRIVASTAVA (1972) hat sich Glaukonit im südwestdeutschen Malm wahrscheinlich aus unregelmäßigen Illit-Smektit-Wechselagerungen gebildet. "Da das Mineral sowohl zwei- wie auch dreiwertiges Eisen enthält, kann die Bildung nur in einem solchen Milieu erfolgen, dessen Oxidations-Reduktionspotential die Anwesenheit beider Arten von Eisen-Ionen erlaubt. Solche Bedingungen scheinen dort zu herrschen, wo organische Reste oder Exkremente am Meeresboden liegen" (v.ENGELHARDT 1973). Aus diesem Grunde dürfte der Glaukonit im Mittleren Muschelkalk nahezu generell fehlen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß sich die Hauptmenge der Tonsubstanz des Muschelkalkes aus nur wenig veränderten Verwitterungsmaterial (Smektit-Illit-Wechselagerungen, Kaolinit) zusammensetzt. Transport-Verwitterung im Süßwasser konnte nicht nachgewiesen werden. Erst im marinen und hypersalinen Milieu kam es in begrenztem Umfang zur synsedimentären bis frühdiagenetischen Chlorit-, Smektit-, Glaukonit- und Vermiculit-Chlorit-Bildung. Ein Teil des Kaolinit dürfte ebenfalls der Diagenese zuzuschreiben sein.

Für die laterale und vertikale Tonmineral-Differenzierung werden Milieu und Sedimentations-Differentiation verantwortlich gemacht, nicht jedoch Klima und Diagenese unter mächtiger Sedimentüberdeckung. Das Klima scheidet aus "since climate is not likely to follow the contours of the sedimentary basin" (KRUMM 1969, S.321). Der Einfluß des "deep burial stage" äußert sich erst bei einer Versenkungstiefe von über 1000 m (vgl. DUNOYER DE SEGONZAC et al. 1968, STADLER 1963). Fehlende Abhängigkeit der unterschiedlichen Tonminerale von der Sedimentlast ist an der Illitkristallinität zu erkennen, die nur vom quellbaren Anteil der Illit-Wechselagerung abhängt (vgl. GAUDETTE et al. 1966) und z.B. im oberen Hauptmuschelkalk von Kronach besser ist als im unteren Abschnitt dieser Abteilung.

9. Zusammenfassung

Aus dem nordostbayerischen Muschelkalk wurden knapp 100 Proben (hauptsächlich Karbonate) röntgenographisch auf ihre Tonmineralzusammensetzung untersucht. Die Proben entstammten der sandig-siltigen Randfazies (120 m mächtig), der dolomitisch-kalkig-mergeligen Übergangsfazies (160 - 200 m mächtig) und der hauptsächlich kalkigen Beckenfazies (260 m mächtig).

Folgende Tonminerale bauen das Spektrum auf: Illit bzw. unregelmäßige Smektit-Illit-Wechselagerungen, unregelmäßige Vermiculit-Chlorit mixed-layer sowie Kaolinit, Chlorit und Smektit.

Illit bzw. Smektit-Illit tritt in allen Proben auf und ist fast ausnahmslos dominierend. Die Illit-Kristallinität (sharpness ratio) verbessert sich allgemein von der Randfazies zur Übergangsfazies und nimmt im Unteren Muschelkalk beckenwärts noch weiter zu. Dies gilt nicht für den Oberen Muschelkalk. Die Smektit-Komponente der Wechsellagerung verhält sich gegenläufig zur Kristallinität des Illits. Kaolinit ist hauptsächlich auf die Randfazies beschränkt, obwohl er auch noch im Unteren Muschelkalk in kleinen Mengen bis ins Beckeninnere reicht. Vermiculit-Chlorit kommt in erster Linie weiter beckenwärts im sclinen Mittleren Muschelkalk vor. Chlorit und Smektit fehlen gleichfalls am Rande des Sedimentationsbeckens. Während Smektit sporadisch in der Karbonatfazies auftritt, ist Chlorit vornehmlich an den Wellenkalk (zusammen mit Kaolinit) und den Hauptmuschelkalk (ohne Kaolinit) gebunden.

Kaolinit und Vermiculit-Chlorit sind stratigraphisch relevant: Kaolinit kann zur oberen Abgrenzung des Wellenkalkes, Vermiculit-Chlorit zur Festlegung der Obergrenze des Mittleren Muschelkalkes verwendet werden.

Der Großteil der Tonsubstanz entstammt nur wenig verändertem Verwitterungsmaterial. Hierzu zählen Smektit-Illit und Kaolinit. Ein Teil des Kaolinit hat sich wahrscheinlich auch fröhdiagenetisch in Sedimenten des Beckenrandes gebildet. Vermiculit-Chlorit, Chlorit und Smektit werden als synsedimentäre bis fröhdiagenetische Bildungen, größtenteils wahrscheinlich aus glimmerartigen Mineralen, gedeutet. Für das vorliegende Verteilungsmuster der Tonminerale kommen Sedimentationsdifferentiation und Milieu in Frage. Klimaeinflüsse, unterschiedliche Abtragungsgebiete und Diagenese unter mächtiger Sedimentbedeckung sind für die unterschiedlichen Mineralassoziationen auszuschließen.

10. Literaturverzeichnis

- AUST, H.: Lithologie, Geochemie und Paläontologie des Grenzbereiches Muschelkalk - Keuper in Franken. - Abh. Naturwiss.Ver. Würzburg, 10, 3 - 155, Würzburg 1969.
- BACHMANN, G.H.: Die karbonatischen Bestandteile des Oberen Muschelkalkes (Mittlere Trias) in Südwest-Deutschland und ihre Diagenese. - Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F., 68, 1-99, Stuttgart 1973.
- BECHER, A.: Eine Tonmineralfolge vom Beckenrand zum Beckeninnern im Buntsandstein NO-Bayerns. - Beitr. Min. Petr., 11, 586-613, Heidelberg 1965.
- BENTOR, Y.K. & KASTNER, K.: Notes on the Mineralogy and Origin of Glauconite. - J. Sed. Petrol., 35, 155-166, Menasha 1965.
- BERRY, R.W. & JOHNS, W.D.: Mineralogy of the clay-sized fractions of some North Atlantic - Arctic Ocean bottom sediments. - Bull. Geol. Soc. America, 77, 183-195, Washington 1966.
- BISCAYE, P.E.: Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction. - Amer. Min., 49, 1281-1289, Menasha 1964.
- BISCAYE, P.E.: Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. - Bull. Geol. Soc. America, 76, 803-832, Washington 1965.
- BRAITSCH, O.: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. - 232 S., Berlin 1965.
- BRINDLEY, G.W.: Chlorite Minerals. - In: BROWN, G.(Edit.): The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals, 242-296, London 1961.
- BRINDLEY, G.W. & GILLERY, F.H.: X-Ray Identification of Chlorite Species. - Amer. Min., 41, 169-186, Menasha 1956.
- BROWN, G.(Edit.): The X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. - 544 S., London 1961.
- BURST, J.F.: Mineral Heterogeneity in "Glauconite" Pellets. - Amer. Min., 43, 481-497, Menasha 1958.
- CARROLL, D.: Clay Minerals: A Guide to their X-ray Identification. - Geol. Soc. America, Spec. Paper, 126, 80 S., Boulder 1970.

- CARVER, (Edit.): Procedures in Sedimentary Petrology. - 653 S., London (Wiley) 1971.
- CORRENS, C.W.: Zur Geochemie der Diagenese I. Das Verhalten von CaCO_3 und SiO_2 . - Geochim.Cosmochim.Acta, 1, 49-54, London 1950.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., FERRERO, J. & KUBLER, B.: Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphose. - Sedimentology, 10, 137-143, Amsterdam 1968.
- ECHLE, W.: Mineralogische Untersuchungen an Sedimenten des Steinmergelkeupers und der Roten Wand aus der Umgebung von Göttingen. - Beitr. Min. Petr., 8, 28-59, Berlin 1961.
- ECKHARDT, F.J.: Über Chlorite in Sedimenten. - Geol. Jb., 75, 437-474, Hannover 1958.
- EMMERT, U.: Muschelkalk. - Erläut. Geol. Karte 1:500.000 Bayern, 81-90, München 1964.
- EMMERT, U. & v.HORSTIG, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 5734 Wallenfels. - 240 S., München 1972.
- EMMERT, U., HORSTIG, G. v. & WEINELT, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach. - 279 S., München 1960.
- EMMERT, U. & WEINELT, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 5935 Marktschorgast. - 286 S., München 1962.
- ENGELHARDT, W. von: Möglichkeiten der quantitativen Phasenanalyse von Tonen mit Röntgenstrahlen. - Geol.Fören. Förhandl., 81, 374-388, Stockholm 1959.
- ENGELHARDT, W. von: Sediment-Petrologie, III: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - 378 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1973.
- FLÖRKE, O.W.: Untersuchungen an amorphem und mikrokristallinem SiO_2 . - Chemie der Erde, 22, 91-110, Jena 1962.
- FLÖRKE, O.W.: Die Modifikationen des SiO_2 . - Fortschr.Miner., 44, 181-230, Stuttgart 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Die nichtkarbonatischen Bestandteile des Göttinger Muschelkalks mit besonderer Berücksichtigung der Mineralneubildungen. - Heidelberger Beitr.Min.Petr., 2, 235-254, Heidelberg 1950.

- FÜCHTBAUER, H.: Die petrographische Unterscheidung der Zeichsteindolomite im Emsland durch ihren Säurerückstand. - Erdöl u. Kohle, 11, 689-693, Hamburg 1958.
- FÜCHTBAUER, H.: Sedimentary Petrology, II: Sediments and Sedimentary Rocks 1. - 464 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1974.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. - Geol.Rdsch., 63, 904-925, Stuttgart 1974.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H.: Die Tonminerale der Zechsteinformation. - Beitr. Min. Petr., 6, 320-345, Würzburg 1959.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H.: Beobachtungen zur Tonmineral-Diagenese. - Internat. Clay Conf. 1963, 99-111, Oxford 1963.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine. - 726 S., Stuttgart 1970.
- GAUDETTE, H.E., EADES, J.L. & GRIM, R.E.: The nature of illite. - Clay and Clay Minerals, 25, 33-48, London 1966.
- GEHLEN, K. von: Chlorit und Sulfide im "Grünen Sandstein" aus dem Rhät der Bohrung Adlitz (Ldkrs.Pegnitz). - Geol.Bl. NO-Bayern, 12, 80-91, Erlangen 1962.
- GEVERS, T.W.: Der Muschelkalk am Nordwestrande der Böhmisches Masse. - N.Jb.Min. etc., Beil. Bd., 56, Abt. B, 243-436, Stuttgart 1926.
- GIBBS, R.J.: Error due to segregation in quantitative clay mineral X-ray diffraction mounting techniques. - Amer. Min., 50, 741, Washington 1965.
- GIBBS, R.J.: X-ray diffraction mounts. - In: CARVER (Edit.): Procedures in Sedimentary Petrology, 531-539, London (Wiley) 1971.
- GRIFFIN, G.M.: Interpretation of X-ray Diffraction Data. - In: CARVER (Edit.): Procedures in Sedimentary Petrology, 541-569, London (Wiley) 1971.
- GRIM, R.E.: Concept of diagenesis in argillaceous sediments. - Bull. Amer. Assoc. Petr. Geologists, 42, 246-253, Tulsa 1958.
- GRIM, R.E.: Clay Mineralogy. - 596 S., New York (McGraw-Hill) 1968.
- GRIM, R.E., DROSTE, J.B. & BRADLEY, W.F.: A mixed layer clay mineral associated with an evaporite. - Clays and Clay Minerals, (8 th Nat. Conf. 1959), 228-236, London 1960.

- HALTENHOF, M.: Lithologische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk von Unterfranken (Stratonomie und Geochemie). - Abh. Naturwiss. Ver. Würzburg, 3, 124 S., Würzburg 1962.
- HAUNSCHILD, H. & SCHRÖDER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Bl. Nr. 6237 Grafenwöhr. - 88 S., München 1960.
- HEIM, D.: Über die Feldspäte im Germanischen Buntsandstein, ihre Korngrößenabhängigkeit, Verbreitung und paläogeographische Bedeutung. - Geol. Rdsch., 63, 943-970, Stuttgart 1974.
- HELLER-KALLAI, L., NATHAN, Y. & ZAK, J.: Clay mineralogy of Triassic sediments in southern Israel and Sinai. - Sedimentology, 20, 513-521, Oxford 1973.
- HERTLE, A. & SCHRÖDER, B.: Das Muschelkalk-Profil südlich Kirchleus (Bl. 5843 Kulmbach). - Geol.Bl.NO-Bayern, 20, 190-199, Erlangen 1970.
- HIEKE, W.: Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalkes zwischen Leinetal-Graben und Rhön. - Geologica et Palaeontologica, 1, 57-86, Marburg 1967.
- HOFFMANN, U.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Bl. Nr. 6225 Würzburg-Süd. - 134 S., München 1967.
- HOWER, J.: Some Factors concerning the nature and origin of Glauconite. - Amer. Min., 46, 313-334, Menasha 1961.
- HOWER, J. & MOWATT, T.C.: The Mineralogy of Illites and Mixed-Layer Illite/Montmorillonites. - Amer. Min., 51, 825-854, Menasha 1966.
- JOHNS, W.D., GRIM, R.E. & BRADLEY, W.F.: Quantitative Estimations of Clay Minerals by Diffraction Methods. - J.Sed. Petrol., 24, 242-251, Tulsa 1954.
- KELLER, W.D.: Processes of Origin and Alteration of Clay Minerals. - In: RICH, C.J. & KUNZE, G.W. (Editors): Soil Clay Mineralogy, 3-76, Chapel Hill 1964.
- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. - 336 S., Stuttgart 1964.
- KÖSTER, H.M.: Ein Beitrag zur Geochemie und Entstehung der Oberpfälzischen Kaolin-Feldspat-Lagerstätten. - Geol. Rdsch., 63, 655-689, Stuttgart 1974.

- KRUMM, H.: Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. - Beitr. Min. Petr., 11, 91-137, Heidelberg 1965.
- KRUMM, H.: A Scheme of Clay Mineral Stability in Sediments, based on Clay Mineral Distribution in Triassic Sediments of Europe. - Internat. Clay Conf. 1969, 313-324, London 1969.
- KÜBLER, B.: Untersuchungen über die Tonfraktion der Trias der Sahara. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 10, 319-324, Krefeld 1963.
- KÜBLER, B.: Evaluation quantitative de métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Bull. Centre. Rech. Pau., SNPA, 2, 385-397, 1968.
- LANGE, H. & SARNTHEIN, M.: Glaukonitkörner in rezenten Sedimenten des Persischen Golfs. - Geol. Rdsch., 60, 256-264, Stuttgart 1970.
- LIPPMANN, F.: Über einen Keuperton von Zaiserweiher bei Maulbronn. - Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., 4, 130-134, Heidelberg 1954.
- LIPPMANN, F.: Clay Minerals of Trias. - J. Sed. Petrol., 26, 125-139, Tulsa 1956.
- LIPPMANN, F. & SCHLENKER, B.: Mineralogische Untersuchungen am Oberen Muschelkalk von Haigerloch (Hohenzollern). - N.Jb.Mineral. Abh., 113, 68-90, Stuttgart 1970.
- LOUDEN, R.L.: Die Chemofazies der Schaumkalkbänke im Unteren Muschelkalk Mainfrankens. - Diss., Würzburg 1963.
- LUCAS, J.: La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. - Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 23, Strasbourg 1962.
- LUCAS, J. & BRONNER, A.M.: Evolution des argiles sédimentaires dans le bassin triasique du Jura français. - Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lor., 14, 137-149, Strasbourg 1961.
- MAC EWAN, D.M.C., AMIL, A.R. & BROWN, G.: Interstratified clay minerals. - In: BROWN, G. (Edit.): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals, 393-445, London 1961.
- MERKI, P.: Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura.- Eclogae Geol. Helv., 54, 137-219, Basel 1961.
- MILLOT, G.: Geology of Clays. - 429 S., New York (Springer) 1970.
- MOLLOY, M.W. & KERR, P.F.: Diffractometer patterns of A.P.J. reference clay minerals. - Amer. Min., 46, 583-605, Menasha 1961.

- MÜLLER, G.: Sediment-Petrologie, Teil 1: Methoden der Sediment-Untersuchung. - 303 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- PARHAM, W.E.: Lateral variations of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. - Proc. Internat. Clay Conf. 1966, 135-145, London 1966.
- PETERSON, M.N.A.: Expandable chloritic clay minerals from Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. - Amer. Min., 46, 1245-1269, Menasha 1961.
- PETERSON, M.N.A.: The mineralogy and petrology of Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau in Tennessee. - J. Geol., 70, 1-31, 1962.
- QUAKERNAAT, J.: X-Ray Analyses of Clay Minerals in some recent fluviatile Sediments along the Coasts of Central Italy. - Academisch Proefschrift, 105 S., Amsterdam 1968.
- REIS, O.M.: Ausflug nach dem Bindlacher Berg mit den Muschelkalkbrüchen. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., 12, 96-98, Bayreuth 1923.
- REYNOLDS, D.C.: Interstratified clay systems: Calculation of the total onedimensional diffraction function. - Amer. Min., 52, 661-672, Menasha 1967.
- RIECH, V.: Neuaufnahme von Muschelkalk und Unterkeuper im Raume Coburg. - Unveröff. Dipl.-Arb., 311 S., Erlangen 1971.
- RIECH, V.: Neue Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Muschelkalk und Unterkeuper bei Coburg. - Z. Deutsch. Geol. Ges., 123, 191-203, Hannover 1972.
- RIECH, V.: Der Muschelkalk und Unterkeuper in der Thermalwasser-Erschließungsbohrung Rodach 1/1972. - Geologica Bavarica, 67, 119-134, München 1973.
- RIECH, V.: Petrographische Untersuchungen zur Coelestin-Genese im fränkischen Muschelkalk. - Diss., Bochum 1976.
- RIECH, V. & TRUCKENBRODT, W.: Feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk der "Zeyerner Wand" nordöstlich Kronach (Bl.Nr. 5734 Wallenfels). - Geol.Bl.NO-Bayern, 23, 101-122, Erlangen 1973.
- RUTTE, E.: Mainfranken und Rhön. - Sammlung geol.Führer, 43, 221 S., Berlin 1965.

- SALGER, M.: Mineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen am Koalinprofil der Bohrung Kick Nr. 9 bei Schnaittenbach/Opf. - *Geologica Bavarica*, 37, 5-84, München 1958.
- SALGER, M.: Der Mineralbestand von Tonen des fränkischen Keuper und Jura. - *Geologica Bavarica*, 39, 65-95, München 1959.
- SALGER, M.: Mineralogische Untersuchungen in den Bohrprofilen Grafenwöhr 12, 13 und Eschenbach 17. - In: HAUNSCHILD, H. & SCHRÖDER, B.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6237 Grafenwöhr, 36-44, München 1960.
- SALGER, M.: Tonmineralogische Untersuchungen der Bohrung Rathsberg 1 bei Erlangen. - *Erlanger geol. Abh.*, 97, 43-48, Erlangen 1974.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P.: Lehrbuch der Bodenkunde. - 448 S., Stuttgart (Enke) 1973.
- SCHLENKER, B.: Petrographische Untersuchungen am Gipskeuper und Lettenkeuper von Stuttgart. - *Oberrh. geol. Abh.*, 20, 69-102, Karlsruhe 1971.
- SCHMIDT, H.: Ökologie und Erdgeschichte. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 96, 113-123, Berlin 1944.
- SCHNEIDER, E.: Beiträge zur Kenntnis des Trochitenkalkes des Saarlandes und der angrenzenden Gebiete. - *An. Univ. Saraviensis*, 6, 185-257, Saarbrücken 1957.
- SCHNITZER, W.A.: Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. - *Erlanger geol. Abh.*, 24, 130 S., Erlangen 1957.
- SCHÖLL, W.U.: Sedimentologie und Geochemie der Bambuí-Gruppe am SE-Rand des São Francisco Beckens (Minas Gerais, Brasilien). - *Diss.*, 90 S., Heidelberg 1973.
- SCHRÖDER, B.: Gliederungsmöglichkeiten in Muschelkalk und Lettenkohle zwischen Bayreuth und Weiden. - *Geologica Bavarica*, 53, 12-28, München 1964.
- SCHRÖDER, B.: Fränkische Schweiz und Vorland. - 86 S., Berlin (Bornträger) 1970.
- SCHRÖDER, B.: Bohrung "Am Oschenberg", Bl. 6035 Bayreuth. - *Geol. Bl. NO-Bayern*, 20, 150-152, Erlangen 1970.
- SCHRÖDER, B.: Strukturell-fazielle Entwicklung Nord-Bayerns während Trias und Jura. - *N.Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 138, 101-118, Stuttgart 1971.

- SCHRÖDER, B.: Aufschlüsse im Übergang Muschelkalk - Keuper auf Blatt Nr. 5724 Wallenfels. - Geol. Bl. NO-Bayern, 24, 296-300, Erlangen 1974.
- SCHRÖDER, B.: Mündl. Mitt.
- SCHRÖDER, B. & SIEGLING, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 6137 Kemnath. - 115 S., München 1966.
- SCHILLER, M.: Petrographie und Feinstrographie des Unteren Muschelkalkes in Südniedersachsen und Nordhessen. - Sed. Geol., 1, 353-401, Amsterdam 1967.
- SCHWARZ, H.-U.: Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. - Diss., 297 S., Tübingen 1970.
- SRIVASTAVA, N.: Glauconite and the associated minerals from the malm Delta of South-West Germany. - N.Jb. Geol. Paläont. Mh., 1972, 11, 670-700, Stuttgart.
- STADLER, G.: Die Petrographie und Diagenese der oberkarbonischen Tonsteine in der Bohrung Münsterland 1. - Fortschr. Geol. Rheinld.-Westf., 11, 283-292, Krefeld 1963.
- STARKE, R.: Tonmineralogisches Normalprofil am Nordrand der Böhmisches Masse. - Geologie, 17, 820-834, Berlin 1968.
- STARKE, R.: Verteilung und Faziesabhängigkeit der Tonminerale in den geologischen Systemen. - Freiburger Forschungshefte, C 254, Mineralogie - Lagerstättenlehre, 185 S., Leipzig 1970.
- STOFFERS, P. & MÜLLER, G.: Clay Mineralogy of Black Sea Sediments. - Sedimentology, 18, 113-121, Amsterdam 1972.
- STOKKE, P.R. & CARSON, B.: Variation in Clay Mineral X-Ray Diffraction Results with the Quantity of Sample Mounted. - J. Sed. Petrol., 43, 957-964, Tulsa 1973.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1: Bestimmungstabellen. - 147 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1954.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2: Textband. - 822 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1969.

- TRUCKENBRODT, W.: Die Mitteltrias bei Bayreuth/Weidenberg. - Unveröff. Dipl.Arb., 119 S., Erlangen 1971. Zusammenfassung in: Z.Deutsch. Geol. Ges., 123, 205-213, Hannover 1972.
- VALETON, J.: Beitrag zur Petrographie des mittleren Muschelkalkes Süddeutschlands. - Heidelberger Beitr. Min. Petr., 4, 207-216, Heidelberg 1954.
- WAGNER, G.: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des Oberen Hauptmuschelkalks und der Unteren Lettenkohle in Franken.- Geol. Paläont. Abh., N.F., 12, 180 S., Jena 1913.
- WARSHAW, C.M. & ROY, R.: Classification and a scheme for the identification of layer silicates. - Bull. Geol. Soc. America, 72, 1455-1492, Washington 1961.
- WEAVER, C.E.: The distribution and identification of mixed-layer clays in sedimentary rocks. - Amer. Min., 41, 202-221, Menasha 1956.
- WEAVER, C.E.: Possible uses of clay minerals in search for oil. - Clays and clay minerals (8th Nat. Conf. 1958), 214-227, London 1960.
- WEISS, W.: Zur Frage der Muschelkalk-Obergrenze bei Bayreuth. - Erlanger Geol. Abh., 10, 19 S., Erlangen 1954.
- WELZEL, E.: Stratigraphie der Ceratitenschichten im Gebiet Bayreuth-Kronach. - Geol.Bl.NO-Bayern, 13, 63-73, Erlangen 1963.
- WHITHOUSE, V.G. & MC.CARTER, R.S.: Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. - Clays and Clay Minerals, Proc. 5 th Nat. Conf., 81-119, London 1956.
- WHITHOUSE, V.G., JEFFERY, C.O. & DERBRECHT, J.J.: Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. - Clays and Clay Minerals, Proc. 7 th Nat. Conf., 1-79, London 1960.
- WURSTER, P.: Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. - Geol.Rdsch., 54, 224-240, Stuttgart 1965.

L e b e n s l a u f

Am 19.2.1941 wurde ich als Sohn des Lehrers Adolf Truckenbrodt und seiner Ehefrau Meta, geb. Gerisch, in Coburg/Bayern geboren.

Von 1947 bis 1960 besuchte ich die Volksschule in Waldau, Kulmbach und Schwarzenbach/Saale (1947-51), die Realschule in Schwarzenbach/Saale (1951-57) und die Oberrealschule MÜNchberg (1957-60), an der ich im Juli 1960 das Reifezeugnis erhielt.

Vom Wintersemester 1960/61 bis zum Wintersemester 1963/64 studierte ich an der Pädagogischen Hochschule Bayreuth. Im April 1964 bestand ich die Prüfung für das Lehramt an Volksschulen.

Im Sommersemester 1964 begann ich mit dem Geologiestudium in Erlangen. Dort legte ich im Mai 1967 die Vordiplom- und im Juli 1971 die Diplom-Geologen-Hauptprüfung ab.

Vom 1.1.1972 bis 31.7.1974 war ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter von Priv.-Dozent Dr.W. Bausch am Mineralogischen Institut der Universität Erlangen-Nürnberg beschäftigt.

Seit 1.8.1974 bin ich als Dozent an der Universidade Federal do Pará in Belém/Brasilien angestellt.

Copy-Center 2000

852 ERLANGEN · Obere Karlstr. 30
Tel. 09131-26197